

Geologische Strukturmodellierung von Hessen zur Bestimmung von Geopotenzialen

vom Fachbereich Material- und Geowissenschaften
der Technischen Universität Darmstadt angenommene

Dissertation

zur Erlangung des akademischen Grades
Doktor der Naturwissenschaften (Dr. rer. nat.)

vorgelegt von

Dipl.-Ing. Geowiss. Dirk Arndt
geboren am 19. Februar 1980 in Hofheim am Taunus

Darmstadt, im März 2012

Referent: Prof. Dr. Andreas Hoppe
Koreferent: Prof. Dr. Ingo Sass

Tag der Einreichung: 27. März 2012

Tag der Disputation: 9. Juli 2012

Vorsitzender der Prüfungskommission:	Prof. Dr. Matthias Hinderer
Referent:	Prof. Dr. Andreas Hoppe
Koreferent:	Prof. Dr. Ingo Sass
Prüfer:	Prof. Dr. Christoph Schüth
Prüfer:	Prof. Dr.-Ing. Michael Goesele
Prüfer:	Dr. Rüdiger Schulz

Bitte zitieren Sie dieses Dokument als:

Arndt, D. (2012): Geologische Strukturmodellierung von Hessen zur Bestimmung von Geopotenzialen. – Dissertation TU Darmstadt, URL: <http://tuprints.ulb.tu-darmstadt.de/3082>



<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/3.0/de/>

Kurzfassung

Im Zuge zunehmend konkurrierender Anwendungen und Interessen um die im Untergrund zur Verfügung stehenden Ressourcen, seien es Rohstoffe, Trinkwasser, geothermale Energie oder Porenraum als Speichermedium, ist die genaue Kenntnis der geologischen Gegebenheiten zur optimalen Nutzung des Untergrunds von größtem Interesse. Die geologischen Gegebenheiten sind i.d.R. nur stichprobenartig (z.B. durch Bohrungen) bekannt. Erst aus der Kompilation und geologischen Interpretation dieser Daten wird eine raumfüllende Beschreibung des Untergrunds möglich. Die computergestützte dreidimensionale Darstellung geologischer Eingangsdaten vereinfacht eine Interpretation und erlaubt das Ableiten geologischer Strukturmodelle, auf dessen Basis Geopotenziale bestimmt werden können.

In der vorliegenden Arbeit wird das erste für das gesamte Bundesland Hessen flächendeckend verfügbare geologische Modell vorgestellt. Das Modell enthält wichtige Störungen und die stratigraphischen Horizonte Quartär bis Tertiär, Muschelkalk, Buntsandstein, Zechstein, Rotliegend, sowie als Modelluntergrenze das Top Prä-Perm. Dafür wurden mehr als 4150 Bohrungsdaten aus der Bohrdatenbank des Hessischen Landesamts für Umwelt und Geologie (HLUG), sowie der Bohrdatenbank des Kohlenwasserstoffverbundes der Staatlichen Geologischen Dienste Deutschlands am Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie Niedersachsen (LBEG) genutzt. Des Weiteren fanden sämtliche relevanten geologischen Schnitte aus geologischen Karten von Hessen und geologischer Fachliteratur Verwendung. Weitere Literaturdaten, wie z.B. Isolinienpläne, Paläogeographische Karten und Strukturmodelle wurden ebenfalls für die Modellierung genutzt. Um die Modellunsicherheit Dritten leicht zugänglich zu machen, wurden diese Informationen den Flächen direkt als Attribute zugewiesen.

Außerdem wird ein Modell der Untergrundtemperaturen vorgestellt. Auf dem Strukturmodell aufbauend wurden zellbasierte 3D-Objekte (SGrids) geologischer Homogenkörper erstellt. Durch die Attributierung dieser Homogenkörper mit gesteinsphysikalischen Parametern durch Bär (2012) steht eine umfangreiche, aufbereitete Datenbasis zur computergestützten Evaluation von Geopotenzialen bereit. Dafür wird in dieser Arbeit eine Methode zur Geopotenzialevaluation in attribuierten zellbasierten 3D-Körpern vorgestellt. Die Methode erlaubt die Berücksichtigung von Ungenauigkeiten und Unsicherheiten geologischer Daten und deren Quantifizierung auf das Ergebnis von Potenzialevaluationen.

Aufbauend auf dem geologischen Modell, dem Temperaturmodell und den Daten von Sass & Hoppe (2011) und Bär (2012) wird exemplarisch in einem Teilgebiet ein hydrogeothermales Potenzial unter Berücksichtigungen von Parameterungenauigkeiten evaluiert.

Inhaltsverzeichnis

Abbildungsverzeichnis	9
Tabellenverzeichnis	13
1. Einleitung	17
2. Geologischer Rahmen	21
2.1. Prä-Perm	21
2.1.1. Rhenoherynikum und Phyllit-Zone	25
2.1.2. Mitteldeutsche Kristallinschwelle	25
2.2. Perm - Rotliegend	29
2.3. Perm - Zechstein	29
2.4. Trias - Buntsandstein	33
2.5. Trias - Muschelkalk und Keuper	34
2.6. Jura bis Kreide	35
2.7. Tertiär bis Quartär	37
3. Eingangsdaten und Methoden	39
3.1. Geologisches Modell	39
3.1.1. Modellierungsmethodik	39
3.1.2. Datentypen und ihre Aufbereitung	43
3.1.2.1. Geologische Karten	43
3.1.2.2. Digitales Höhenmodell	43
3.1.2.3. Bohrdaten	46
3.1.2.3.1. Projektbohrdatenbank	49
3.1.2.3.2. Filterung der Bohrdaten	49
3.1.2.4. Geologische Schnitte	50
3.1.2.5. Isolinienkarten	50
3.1.2.6. Geophysikalische Daten	51
3.1.2.6.1. Seismik	51
3.1.2.6.2. Magnetische Totalfeldanomalien und Gravimetrie	52
3.1.3. Eingangsdaten der Modelleinheiten	55
3.1.3.1. Prä-Perm	55
3.1.3.2. Rotliegend	56
3.1.3.3. Zechstein	56
3.1.3.4. Buntsandstein	57
3.1.3.5. Muschelkalk	57
3.1.3.6. Tertiär bis Quartär	58
3.1.3.7. Störungen	58
3.1.4. 3D Volumengrids	59

Inhaltsverzeichnis

3.2. Temperaturmodell	62
3.2.1. Eingangsdaten	62
3.2.2. Modellierungsmethodik	63
3.3. Geopotenzialmethode	68
3.3.1. Methodik zur Ausweisung von Geopotenzialen	68
3.3.2. Sensitivitätsanalyse	71
3.3.3. Berücksichtigung von Unsicherheiten bei der Potenzialbestimmung	72
4. Ergebnisse	75
4.1. Geologisches 3D-Modell	75
4.2. Temperaturmodell	83
4.3. Geopotenzialevaluation	87
4.3.1. Tiefengeothermische Potenziale	87
4.3.2. Beispiel: Hydrogeothermale Potenziale unter Berücksichtigung der Parameterungenauigkeit	88
5. Diskussion	95
5.1. Geologisches 3D Modell	95
5.2. Temperaturmodell	96
5.3. Geopotenzialmethode	99
6. Zusammenfassung	103
7. Literatur	105
8. Anhang	117
A. Modelleingangsdaten	117
A.1. Bohrdaten	119
A.2. Geologische Schnitte	121
A.3. Seismische Linien	123
A.4. Buntsandstein – Bohrdaten und Geologische Schnitte	125
A.5. Zechstein – Bohrdaten und Geologische Schnitte	127
A.6. Rotliegend – Bohrdaten und Geologische Schnitte	129
A.7. Prä-Perm – Bohrdaten und Geologische Schnitte	131
B. Auswertung des geologischen Modells	135
B.1. Tiefenlinienkarte Top Rotliegend	137
B.2. Isopachen Rotliegend	139
B.3. Tiefenlinienkarte Top Prä-Perm	141
B.4. Lageplan geologischer Schnitte	143
B.5. Geologischer Süd-Nord Schnitt durch Hessen (A A')	145
B.6. Geologischer West-Ost Schnitt durch den südhessischen Oberrhein- graben und den Odenwald (B B')	147
B.7. Geologischer West-Ost Schnitt vom Mainzer Becken bis in die Hanau-Seligenstädter-Senke (C C')	149
B.8. Geologischer Nordwest-Südost Schnitt vom Rheinischen Schieferge- birge bis zum kristallinen Spessart (D D')	151
B.9. Geologischer West-Ost Schnitt von der südlichen Frankenger Bucht bis in die Eiterfelder Mulde (E E')	153

B.10.	Geologischer West-Ost Schnitt von der Korbacher Bucht bis zum Werra Grauwackenaufbruch (F F')	155
C.	Auswertung des Temperaturmodells	157
C.1.	Temperatur in 1000 m Tiefe	159
C.2.	Temperatur in 2000 m Tiefe	161
C.3.	Temperatur in 3000 m Tiefe	163
C.4.	Temperatur in 4000 m Tiefe	165
C.5.	Tiefenlage der 60 °C Isotherme	167
C.6.	Tiefenlage der 100 °C Isotherme	169
C.7.	Tiefenlage der 120 °C Isotherme	171
C.8.	Tiefenlage der 150 °C Isotherme	173
D.	Anleitung zur Benutzung des Programms zur Geopotenzialevaluation	177
D.1.	Datensatz laden	177
D.2.	Bewertungsmatrix	177
D.3.	Geopotenzialklassifikation	179
D.4.	Potenzialkurven	179
D.5.	Abwertungskriterien	180
D.6.	Monte-Carlo-Modul	180
E.	Anleitung für MyXSEC2GOCAD	185
E.1.	Ebene 1 – GIS	185
E.2.	Ebene 2 – MyXSEC2GOCAD	186
E.3.	Ebene 3 – GOCAD	187
F.	Projektbohrdatenbank	189
F.1.	Struktur der Projektbohrdatenbank	189
F.2.	Beschreibung der genutzten Felder der Projektbohrdatenbank	191
G.	Tabelle der vorberechneten Werte für die Fehlerfunktion	193
H.	Datenträger	195

Erklärung

Curriculum Vitae

Abbildungsverzeichnis

1.1.	Vereinfachte McKelvey Ressourcenbox.	18
2.1.	Paläogeographie des Paläozoikum (McCann 2008, verändert). Die ungefähre Lage von Hessen ist mit einem Stern markiert.	22
2.2.	Plattentonisches Modell zur Entstehung der mitteleuropäischen Varisziden (aus Franke 2000).	23
2.3.	Gliederung der Varisziden	24
2.4.	Geologische Schnitte durch das Rhenoharzynikum und die Nördliche Phyllit-Zone. Schnitt A nach Zitzmann et al. (1989); Schnitt B nach Franke & Anderle (2001); Schnitt C nach Oncken et al. (1999). Die Lage der Schnitte ist in Abb. 2.3 dokumentiert.	26
2.5.	Paläogeographische Situation des Rhenoharzynischen Beckens zur Zeit der Siegen Stufe im Unterdevon (Stets & Schäfer 2002)	27
2.6.	Blockbilder des Ablagerungsmilieus im Rhenoharzynischen Becken (Stets & Schäfer 2011).	28
2.7.	Stratigraphie und Fazies entlang des in Abb. 2.5 eingezeichneten Transekts (Stets & Schäfer 2011).	28
2.8.	Paläogeographische Karte des Rotliegend (zusammengeführte Daten von Falke 1969; Kulick et al. 1984; Marell 1989; Ziegler 1990).	30
2.9.	Paläogeographische Karte des späten Zechstein (Ziegler 1990; leicht verändert).	31
2.10.	Nord-Süd und West-Ost Schnitt durch den Zechstein in der Hessischen Senke (Kulick & Paul 1987, verändert).	32
2.11.	Paläogeographie des Buntsandstein	33
2.12.	Isopachenkarte des Buntsandstein für das Germanische Becken	34
2.13.	Paläogeographische Fazieskarten des Muschelkalk (mittlere Trias) des Germanischen Beckens (Feist-Burkhardt et al. 2008, verändert).	35
2.14.	Paläogeographische Karten von Unterjura bis Oberkreide	36
2.15.	Paläogeographische Karten des Tertiär	38
3.1.	Modellhorizonte dargestellt im stratigraphischen Profil Hessens (verändert nach Hoppe & Mittelbach 1999 und Hoppe 2008)	40
3.2.	Prinzipieller Ablauf der Modellierung des geologischen Modells (verändert nach Kaufmann & Martin 2008)	41
3.3.	Unterschiedlich komplexe Bereiche einer Fläche können mit unterschiedlich großen Dreiecken modelliert werden (aus Caumon et al. 2009).	42
3.4.	Bohrmarkerplatzierung am Top und der Basis von geologischen Schichten	43
3.5.	Gliederung des geologischen Modells in sechs Submodelle	44
3.6.	Vereinfachung von Schichtausbissen aus der GÜK 300 durch Reduktion der Vertices.	45
3.7.	Generalisierung von Schichtausbissen am Beispiel des Zechstein in der Region Kellerwald und Frankenberger Bucht.	45

3.8. Generalisierung der Geologischen Übersichtskarte Hessens (GÜK300, HLUG 2007a)	46
3.9. Übersicht der Bohrlokationen aus der Hessischen und der Kohlenwasserstoffbohrdatenbank, sowie der geologischen Schnitte.	47
3.10. Blick auf abgelenkte Bohrungen im Oberrheingebiet	48
3.11. Übersicht der verwendeten Tiefenlinienpläne	51
3.12. Geschwindigkeitsmodell der Wellenausbreitung zur Zeit-Teufen Migration von Seismikinterpretationen.	53
3.13. Karte der magnetischen Totfeldanomalien im Bereich des Odenwald und des Oberrheingrabens	54
3.14. Störungen unterschiedlicher Autoren und Maßstäben	58
3.15. Schritte zur Erstellung von SGrids am Beispiel des Rotliegend-Formationsgrids	60
3.16. Unterschiedliche Anordnung der Zellen in SGrids.	61
3.17. Verteilung der Temperaturdaten in der Aufsicht und auf einen S-N Schnitt projiziert	63
3.18. Temperaturdaten aufgetragen im Temperatur-Tiefen Diagramm	64
3.19. Variogramme der Temperaturdaten aus ungestörten Logs im Bereich des Oberrheingrabens	65
3.20. Regressionspolynom durch die iterativ ermittelten Stützpunkte zur Bestimmung des geothermischen Gradienten anhand der Mohorovičić Diskontinuität nach Dèzes & Ziegler (2001).	66
3.21. Temperaturdifferenz zwischen dem Temperaturmessungen und dem „Moho-temperaturmodell“ für die Regionen außerhalb des Oberrheingrabens	66
3.22. Temperaturdifferenz zwischen dem Temperaturmessungen und dem „Moho-temperaturmodell“ für die Regionen des Oberrheingrabens	67
3.23. Implementation der vorgestellten Methode zur Ausweisung von Potenzialen durch Multiparameter Grids	68
3.24. Reziproke Bewertungsmatrix in der die Paarvergleiche der einzelnen Parameter eingetragen werden.	69
3.25. Exemplarische Potenzialkurve für die Temperatur	71
3.26. Verteilung der Temperaturwerte, beispielhaft berechnet aus den Minimal- und Maximalwerten, sowie dem Vertrauensniveau innerhalb einer Zelle. . . .	73
4.1. Geologisches Strukturmodell von Hessen (5-fach überhöhte Darstellung). . .	75
4.2. Blick auf den Horizont Top Prä-Perm im Bereich der Korbacher Bucht. . . .	76
4.3. Blick in den Oberrheingraben und das Submodell Odenwald	77
4.4. Geologischer Schnitt durch den Altenmorschener Graben am Südrand des Werra-Grauwackenaufbruchs	78
4.5. Modellierung des Altenmorschener Graben	78
4.6. Die Raumlage der Modellstörungen im Vergleich zur Hauptspannungsrichtung nach Heidbach et al. (2010).	79
4.7. Thermalwasseraufstiege im Rhein-Main Gebiet. Auf die Geländeoberfläche wurden die tektonischen Störungen aus der GÜK300 projiziert.	80
4.8. Dokumentation von Eingangsdaten und interpretierter Unsicherheit im geologischen Modell am Beispiel der Fläche Top-Rotliegend	81
4.9. Formationsgrid des Rotliegend und das Gesamtgrid.	82
4.10. West-Ost Schnitt durch das geologische und thermische Modell im Bereich des nördlichen Oberrheingrabens.	83

4.11. Tiefenlage der 100 °C Isotherme.	84
4.12. Temperaturkarte für die Tiefenstufe 1000 m.	85
4.13. Abweichung des Temperaturmodells von den genutzten Temperaturdaten.	85
4.14. 120 °C Isothermenfläche im Bereich des Oberrheingrabens.	86
4.15. Ergebnis der Evaluation des hydrothermalen Potenzials für das Rotliegend SGrid (Arndt et al. 2011).	87
4.16. Lageplan des betrachteten Modellausschnitts. Der Schnitt ist in Abb. 4.19ff dargestellt.	89
4.17. Potenzialkurven für die Evaluation hydrothormaler Potenziale (Sass & Hop- pe 2011).	90
4.18. Arbeitsschritte bei der Geopotenzialevaluation.	91
4.19. Ergebnisse des Shapiro-Wilk Tests auf Normalverteilung mit einem Signifi- kanzniveau $\alpha = 5\%$	92
4.20. Berechnete Geopotenziale der Realisationen einer Zelle, dargestellt im Hi- stogramm mit einer Klassenbreite von 0.01.	92
4.21. Ergebnis der Potenzialevaluation dargestellt im West-Ost Schnitt.	93
4.22. Ergebnis der Potenzialevaluation von Sass & Hoppe (2011) im Vergleich mit dem Mittelwert und Median der Realisationen, dargestellt im West-Ost Schnitt.	94
4.23. Standardabweichung des hydrothermalen Geopotenzials. Mit zunehmender Tiefe steigt die Standardabweichung.	94
5.1. Vergleich der Tiefenlage der Mohorovičić Diskontinuität nach Dèzes & Zieg- ler (2001) mit dem terrestrischen Wärmestrom nach Hurter & Haenel (2002).	98

Tabellenverzeichnis

3.1. Anzahl der Bohrdatensätze in den jeweiligen Submodellen	55
3.2. Wichtung der Qualität der Temperaturdaten (Clauser et al. 2002)	64
3.3. Bedeutung der Werte für die Paarvergleiche (Saaty & Vargas 1991).	69
3.4. Zufallskonsistenzindizes für reziproke Matrizen (Saaty 2005).	70
3.5. Klassifikation der Potenzialgrade in sprachliche Beschreibungen. Diese Klas- sifikation wird sowohl für die Potenzialkurven, als auch für die Beschreibung des Gesamtpotenzials vorgeschlagen.	71
4.1. Beschreibung der Unsicherheitsklassen	81
4.2. Bewertungsmatrix zur Evaluierung des hydrothermalen Potenzials	88
4.3. Konfidenzniveaus für die verschiedenen Parameter.	89

Danksagung

Diese Arbeit entstand zwischen Oktober 2008 und März 2012 am Fachgebiet Geo-Ressourcen und Geo-Risiken des Instituts für Angewandte Geowissenschaften der TU Darmstadt. Eingebettet in das Forschungsprojekt „3D Modellierung geothermischer Potenziale Hessens“, oder kurz „Hessen 3D“, war nicht zuletzt durch die Beteiligung vieler verschiedener Personen und Institutionen der Rahmen zur Erstellung dieser Arbeit sehr gut.

Die vorliegende Arbeit wurde von Herrn Prof. Dr. Andreas Hoppe betreut. Ihm danke ich für die Vergabe dieser Arbeit, den eingeräumten Freiraum bei der Bearbeitung, sowie wertvolle Ratschläge und Antworten auf viele Fragen.

Für die konstruktive Begleitung dieser Arbeit als Zweitbetreuer, Hinweise und Empfehlungen, sowie die Bereitschaft zur Übernahme des Koreferats dieser Arbeit danke ich Herrn Prof. Dr. Ingo Sass.

Ohne die Daten des Hessischen Landesamtes für Umwelt und Geologie (HLUG) wäre diese Arbeit nicht möglich gewesen. Dafür sowie für Rat und Tat in vielen Fragen danke ich dem HLUG und seinen Mitarbeitern: Dr. Johann-Gerhard Fritsche, Dr. Heiner Heggemann, Dr. Christian Hoselmann, Dipl.-Geol. Anne Kött, Dr. Matthias Kracht, Dr. Wolfgang Liedmann und Dipl.-Geol. Achim Stärk. Für den Zugang zu den Temperaturdaten sei dem LIAG Hannover gedankt. Für die freundliche Zustimmung zur Veröffentlichung von Daten danke ich dem Wirtschaftsverband Erdöl- und Erdgasgewinnung e.V.

Dem Hessischen Ministerium für Umwelt, Energie, Landwirtschaft und Verkehr gilt mein Dank für die Finanzierung des Hessen 3D Projekts.

Für die gute und vertrauensvolle Zusammenarbeit im Hessen 3D Projekt danke ich Herrn Dipl.-Ing. Geowiss. Kristian Bär.

Für die sehr angenehme Arbeitsatmosphäre und die vielen Tipps danke ich meinen Kollegen der Arbeitsgruppe am Institut für Angewandte Geowissenschaften: Dipl.-Geogr. Constanze Bückner, Dipl.-Geoök. Monika Hofmann, Dr. Rouwen Lehné, Dipl.-Geol. Ina Lewin, Dipl.-Geol. Marie-Luise Mayer, Dipl.-Ing. Ulrike Simons.

Danke: Dr. Wolfram Rühaak für die Unterstützung bei den Variogrammen der Temperaturdaten; Petra Kraft für die viele geliehene und teils zu spät zurückgegebene Literatur; Jessica Feenstra und Christina Bonanati für die Aufbereitung von Eingangsdaten; Prof. Dr. Annette Götz und Dipl.-Ing. Geowiss. Andreas Schumann für die Zerstreuung und diversen Tipps; Dipl.-Inf. Markus Cetti für die Einblicke in die Programmierung; Ductai, Johannes und Sven für das gemeinsame Erarbeiten einer neuen Sicht auf die Dinge.

Besonderer Dank an alle, die hier nicht erwähnt wurden und dennoch wissen, dass ich ihnen dankbar bin.

1. Einleitung

Mit steigendem Siedlungsdruck werden zunehmend freie Flächen neuen Nutzungen zugewiesen. Gleichzeitig konkurrieren immer neue Anwendungen und Interessen um die im Untergrund zur Verfügung stehenden Ressourcen, wie z.B. Rohstoffe, Trinkwasser, geothermale Energie oder Porenraum als Speichermedium. Vor diesem Hintergrund ist es sinnvoll diese Potenziale eines Gebietes zu erkennen und nachvollziehbar zu evaluieren, damit eine möglichst optimale Nutzung des Untergrundes vorgenommen werden kann.

Insbesondere im Dialog mit anderen Fachdisziplinen ist eine Definition der Begrifflichkeiten notwendig. So sind in der Wirtschaftsgeologie die Begriffe Ressource und Reserve gut definiert (z.B. CCOP 1999; JORC 2004; SPEE 2007; USBM & USGS 1980). Diese Definitionen beziehen sich zumeist auf bestimmte Rohstoffe, wie z.B. Öl und Gas, Erze oder Massenerohstoffe. Die Notwendigkeit einer genauen Definition dieser Begriffe ergibt sich aus der Anforderung der Finanzwirtschaft zur Bewertung von Lagerstätten. Nach diesen Definitionen sind Reserven Rohstoffe, welche mit der heutigen Technik wirtschaftlich zu gewinnen sind, während Ressourcen gegenwärtig nicht wirtschaftlich gewonnen werden können. Diese Klassifikation wird mit der McKelvey-Box visualisiert (McKelvey 1972, Abb. 1.1). Die Grenzen in der McKelvey Box sind dabei dynamisch und ändern sich in Abhängigkeit des Rohstoffpreises und dem geologischen Kenntnisstand (Wellmer 2008).

Der Begriff des Geopotenzials hingegen ist nicht immer eindeutig definiert. Taylor & Steven (1983) beschreiben Potenziale mineralischer Ressourcen als „likelihood of occurrence of valuable minerals or minerals that may become valuable within the foreseeable future“, also die Wahrscheinlichkeit des Auftretens von bestimmten Rohstoffen in einem Gebiet, welche jetzt oder in vorhersehbarer Zukunft wirtschaftlich verwertbar sind. In der McKelvey-Box entspräche dies weitgehend dem Randbereich der „unentdeckten Reserven und Ressourcen“ zu den „Reserven“ (vgl. Abb. 1.1). Wellmer (2008) hingegen bezeichnet den Bereich der „unentdeckten Reserven und Ressourcen“ als Geopotenzial. Weiterhin meint der Begriff des Geopotenzials die Gesamtheit der Möglichkeiten zur Nutzung der festen Erde, sei es als Rohstoff, Energiequelle, oder Material und Energiespeicher. Es ist also die Summe aller in einem Gebiet vorkommenden Rohstoff-, bzw. Nutzungseinzelpotenziale. Lerch (2005) bezieht in den Begriff Geopotenzial zusätzlich Georisiken ein. Damit sind z.B. Erdbebengefährdung oder mangelnde Schutzfunktion der Grundwasserüberdeckung von Grundwasserressourcen gemeint. Dieser Definition folgend könnte durch das Verhältnis aus Ressourcenpotenzial und Risikenpotenzial ein Geopotenzial definiert werden. Ist das Verhältnis größer eins, überwiegen die „positiven“ Ressourcenpotenziale, ist es kleiner überwiegen die „negativen“ Risikenpotenziale.

In dieser Arbeit folgt die Potenzialklassifikation im wesentlichen dem Grad der Nutzbarkeit eines geologischen Körpers für bestimmte Zwecke (z.B. als Rohstoff, Energieträger oder Speichermedium). Eignet sich ein bestimmter Bereich aufgrund von geologischen oder physikalischen Daten gut für eine bestimmte Anwendung ist ein **hohes Potenzial** gegeben, während sich ein **mittleres Potenzial** durch nur mäßige oder heterogen verteilte geologisch, physikalisch-chemische Eigenschaften ausweist. Ein **geringes Potenzial** weisen die Bereiche auf, die aufgrund von geologisch, physikalisch-chemischen Eigenschaften wenig

1. Einleitung

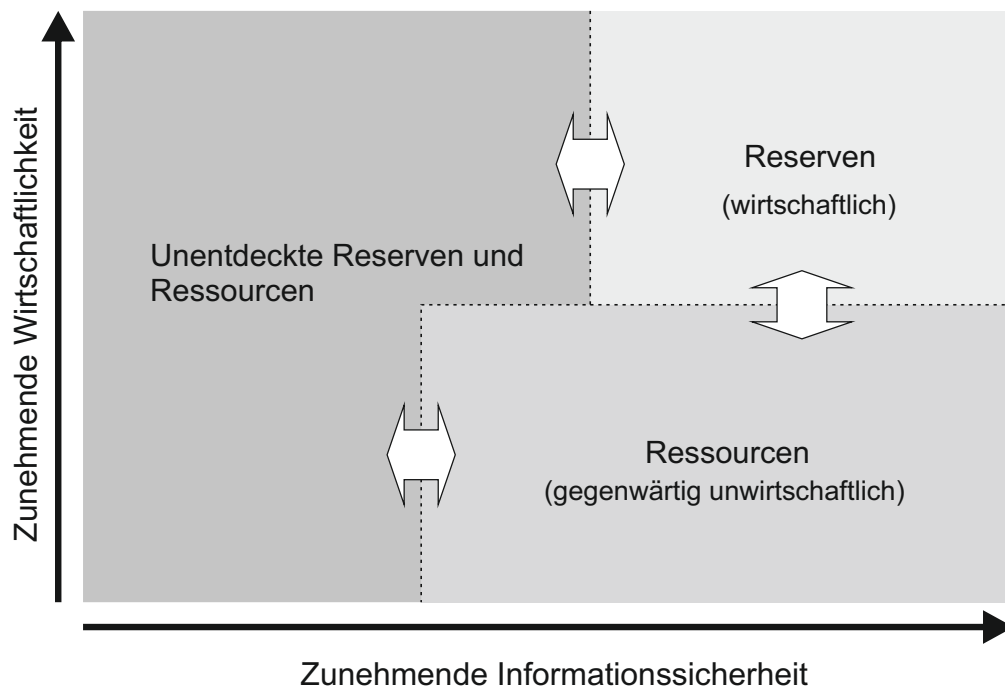


Abbildung 1.1.: Vereinfachte McKelvey Ressourcenbox (Wellmer 2008, verändert). Die Box repräsentiert die Gesamtmenge des betrachteten Rohstoffs.

wahrscheinlich für künftige Nutzungen sind. Die nötigen geologischen und physikalisch-chemischen Eigenschaften eines geologischen Körpers hängen hierbei natürlich von der geplanten Nutzung des Untergrunds ab.

Wie aus der McKelvey-Box (Abb. 1.1) hervorgeht, ist die genaue Kenntnis der regionalen Geologie äußerst wichtig. In Abhängigkeit davon sind bestimmte Lagerstätten und die explorierenden Firmen am Markt unterschiedlich wertvoll. 3D Modellierungsmethoden bieten hier die Möglichkeit geologische Körper zu visualisieren und diese so besser zu verstehen. Dadurch können Rohstoffmengen besser evaluiert und deren wirtschaftliche Gewinnung geplant werden (Bosquet & Dulac 2000; Caritat et al. 2000; Mallet et al. 1985; Murphy et al. 2006; Schumann et al. 2011). Nicht zuletzt aus diesem Grund sind diese Methoden in der Rohstoffindustrie weit verbreitet.

Eine ähnliche Vorgehensweise wurde in dem Projekt „3D-Modell der geothermischen Tiefenpotenziale von Hessen“ (Hessen 3D) angewandt, in dessen Zuge die vorliegende Arbeit entstand. Das vom damals zuständigen Hessischen Ministerium für Wirtschaft, Verkehr und Landesentwicklung (HMWVL) in Kooperation mit dem Hessischen Landesamt für Umwelt und Geologie (HLUG) in Auftrag gegebene Projekt sieht u.a. die Erstellung eines geologischen Strukturmodells von Hessen vor. In dieses wurden die Ergebnisse einer geothermischen Datenbank und thermophysikalische Kennwerte hessischer Gesteine integriert (Bär 2012). Anhand dieser Datenbasis wurden dann die tiefengeothermischen Potenziale für das gesamte Landesgebiet Hessens evaluiert. Die wissenschaftliche Projektbearbeitung fand in zwei Teilprojekten statt. Neben der vorliegenden Arbeit entstand aus dem Projekt die Dissertation Bär (2012), welche sich auf die geothermischen Potenziale Hessens fokussiert.

Die vorliegende Arbeit ist in drei thematische Blöcke gegliedert. Dabei handelt es sich um ein Geologisches Strukturmodell und ein Temperaturmodell von Hessen, sowie eine Methode zur Evaluierung von Geopotenzialen in zellbasierten geologischen 3D-Homogenkörpern. In Kapitel 2 wird die geologische Entwicklung Hessens beschrieben. Danach werden in Kapitel 3 die zur Verfügung stehenden Eingangsdaten und die angewandte Methodik bei der Erstellung des geologischen Strukturmodells und des Temperaturmodells erläutert. Außerdem ist hier eine neue Methode zur Geopotenzialevaluation beschrieben. Die Ergebnisse des Geologischen Struktur- und des Temperaturmodells werden in Kapitel 4 vorgestellt und eine beispielhafte Geopotenzialevaluation unter Berücksichtigung von Parameterungenauigkeiten gezeigt. Alle Themen werden dann in Kapitel 5 diskutiert und in Kapitel 6 zusammengefasst.

2. Geologischer Rahmen

Die Geologie Hessens ist das Resultat verschiedener geologischer Prozesse. Diese haben alle Einfluss auf die heutige Raumlage der Gesteinspakete. Alte geologische Einheiten werden durch jüngere geologische Prozesse überprägt und bilden so bisweilen komplexe Strukturen. Damit dies modelliert werden kann, ist es nötig die geologische Entwicklung der Modellregion zu verstehen.

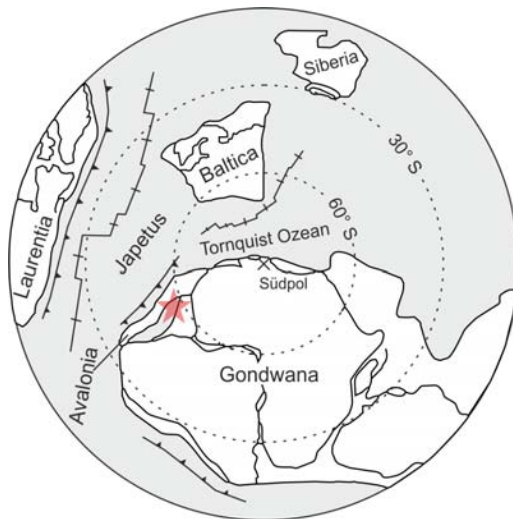
2.1. Prä-Perm

Prä-Permische Gesteine stehen in Hessen großflächig im Bereich des Rheinischen Schiefergebirges von Kellerwald bis Taunus, sowie im Odenwald an. Kleinräumigere Ausbisse finden sich im hessischen Teil des kristallinen Spessarts und dem Werra-Grauwackenaufbruch. Nach HLUG (2007a) sind die ältesten Gesteine Hessens vermutlich kambrische Amphibolit-Paragneis-Serien am Nordrand des kristallinen Spessarts. Größere Verbreitung finden die Phyllite und Meta-Rhyolite des Ordoviz bis Silur am Südrand des Taunus.

Die im Devon bis Unterkarbon abgelagerten Sedimente des Rheischen Ozeans bilden heute die Gesteine des Rheinischen Schiefergebirges. Dieser Ozean bildete sich im Laufe des Ordovizium, als sich die Avalonischen Terrane von Gondwana trennten (Abb. 2.1 a und b). Im Laufe des Silur kollidierten die Avalonischen Terrane mit dem weiter nördlich gelegenen Kontinent Laurentia und Baltica und bildeten so den neuen Großkontinent Laurussia (Abb. 2.1 c und d). Dieser unterlag im Laufe des Devons der Erosion. So dominieren am passiven Südrand Avalonias klastische Alluvial- und Schelfsedimente, die von Norden geschüttet wurden (Stets & Schäfer 2011; vgl. Abb. 2.5 und 2.7). Im Verlauf zunehmender Dehnung und damit Absenkung der avalonischen Basis der späteren Rhenoharzynischen Zone im späten Unterdevon stieß die marine Transgression immer weiter nach Nordwesten vor (Walter 2007). Den zunächst mächtigen siliziklastischen Schüttungen (Konglomerate, Quarzite und Grauwacken) folgten im höheren Mitteldevon bis tiefen Oberdevon hemipelagische Bedingungen, die auch zur Bildung von Riffkarbonaten führten, während weiter südlich und östlich überwiegend pelitische Sedimentation (Ton- und Siltschiefer, vereinzelt Kiesel-schiefer) vorherrschte (Walter 2007). Im Karbon schließt sich der Rheische Ozean und die variszische Gebirgsbildung beginnt (Abb 2.1 e). Am Ende des Karbon haben sich nahezu alle Landmassen zum Großkontinent Pangaea vereint (Abb. 2.1 f).

Nach dem Schließen des Rheischen Ozeans im Oberen Emsium öffnete sich am Südrand von Laurussia ein neues rhenoharzynisches Riftbecken (Gießener Ozean), deren Sedimente heute im Rheinischen Schiefergebirge nur in den allochthonen Gießener Überschiebungsdecken, sowie den entsprechenden Überschiebungseinheiten des Harz überliefert sind. Der Gießener Ozean wurde bereits im obersten Devon von der Mitteldeutschen Kristallinschwelle aus Süden kommend geschlossen. Im späten Tournaisium bis Namurium wurde von hier aus das Rhenoharzynische Becken mit Grauwackenschüttungen schrittweise gefüllt. Im Anschluss daran wurden diese Sedimente aufgefaltet. Bis in das Westfalium bildeten sich im Norden klastisch-paralische Molasseablagerungen mit Kohleflözen (Subvariszische Saumsenke). Noch im Oberkarbon endete die Faltung des Rhenoharzynischen Beckens, welches während

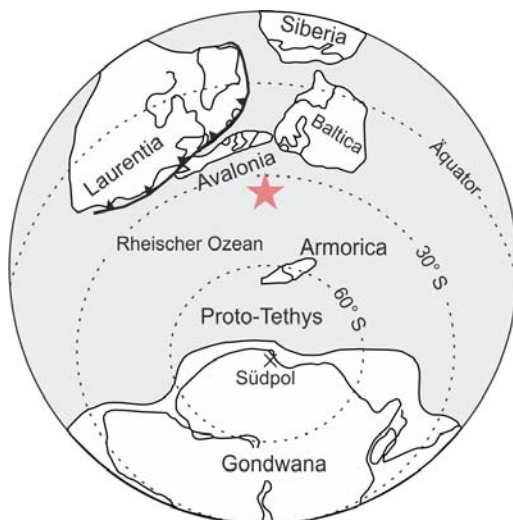
2. Geologischer Rahmen



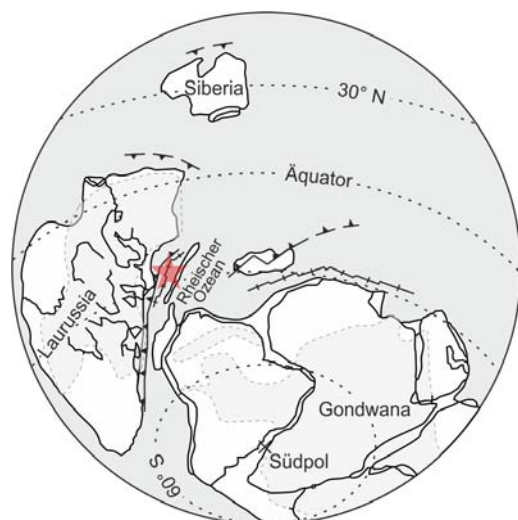
(a) Frühes Ordovizium (ca. 490Ma)



(b) Mittleres Ordovizium (ca. 470Ma)



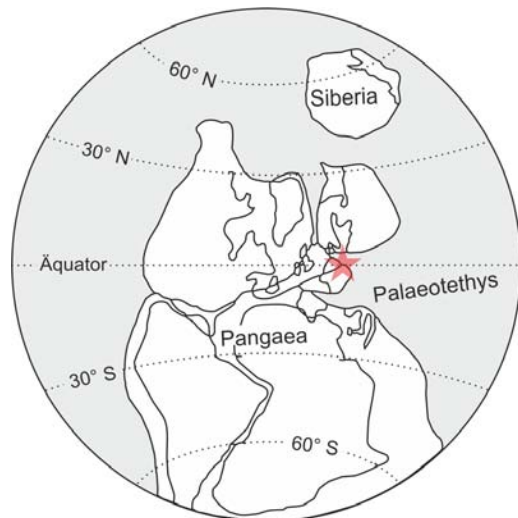
(c) Frühes Silur (ca. 440Ma)



(d) Frühes Devon (ca. 400Ma)



(e) Frühes Karbon (ca. 340Ma)



(f) Spätes Karbon (ca. 300Ma)

Abbildung 2.1.: Paläogeographie des Paläozoikum (McCann 2008, verändert). Die ungefähre Lage von Hessen ist mit einem Stern markiert.

der Orogenese in weitreichenden Überschiebungen auf das nördliche Vorland transportiert wurde. Damit war die variszische Orogenese weitgehend abgeschlossen und dessen Abtragung setzte ein (Walter 2007).

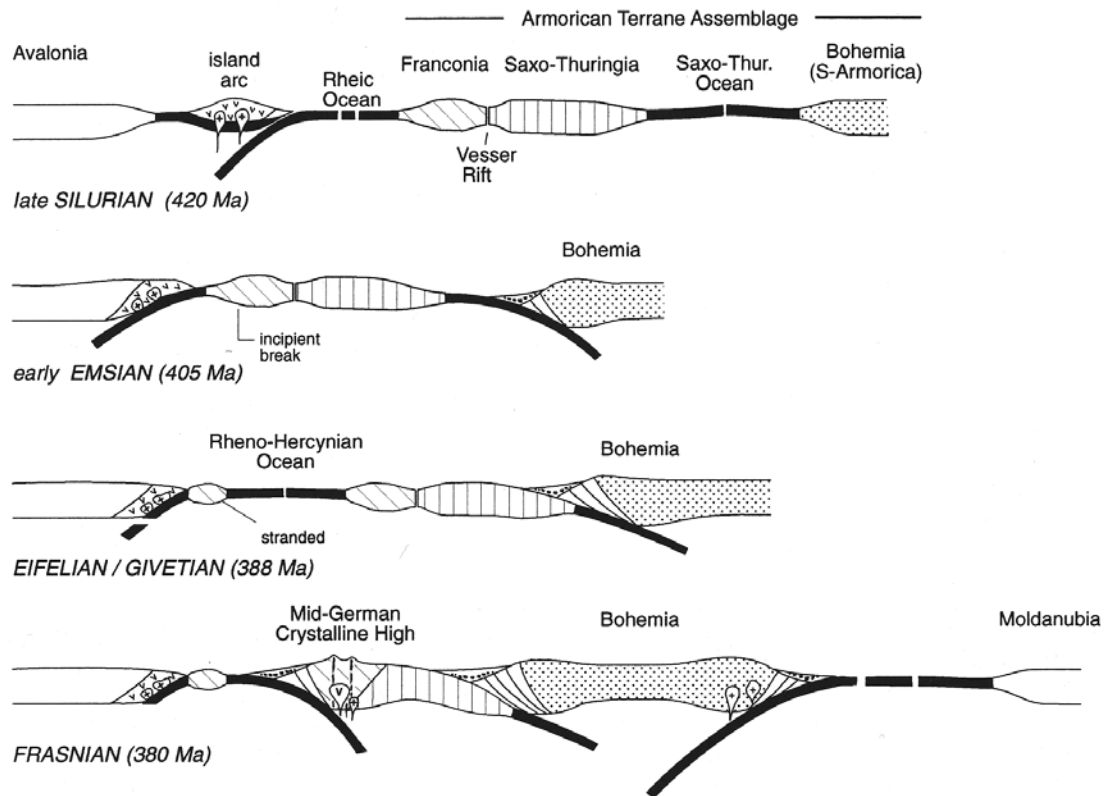


Abbildung 2.2.: Plattentektonisches Modell zur Entstehung der mitteleuropäischen Varisziden (aus Franke 2000).

Das Grundgebirge Mitteleuropas setzt sich also aus mehreren ehemaligen Kleinkontinenten zusammen. Die unterschiedlichen geotektonischen Zonen des variszischen Gebirges (vgl. Abb. 2.2) wurden ursprünglich von Kossmat (1927) definiert und von vielen Autoren modifiziert und ergänzt (McCann et al. 2008a). Durch Hessen verläuft die Grenze zwischen den geotektonischen Einheiten des Rhenoharzynikums, der Phyllitzzone sowie der Mitteldeutschen Kristallinschwelle (Abb. 2.3). Aufgrund der geologischen Entwicklung bietet die Gliederung der Varisziden eine grobe Untergliederung der geologischen Struktur und der Lithologien der Prä-Permischen Gesteine. So finden sich im Bereich der Mitteldeutschen Kristallinschwelle (vgl. Abb. 2.3) überwiegend kristalline Gesteine, während oberhalb des kristallinen Basements in der Rhenoharzynischen und Phyllit-Zone schwach metamorphe Serien von Ton-, Siltschiefer und quarzitischen Feinsandsteinen dominieren (vgl. HLUG 2007a). Die Gesteine der Mitteldeutschen Kristallinschwelle sind im kristallinen Odenwald und im kristallinen Spessart aufgeschlossen. In den Gneisen des variszischen Kristallinkomplex finden sich im Bereich des Bergsträßer-Odenwald jüngere Plutonite karbonischen Alters (Stein 2001). Die Einheiten des Rhenoharzynikums sind im Rheinischen Schiefergebirge aufgeschlossen. Weitere Aufschlüsse finden sich im Werra-Grauwackenaufbruch bei Bad Sooden-Allendorf.

2. Geologischer Rahmen

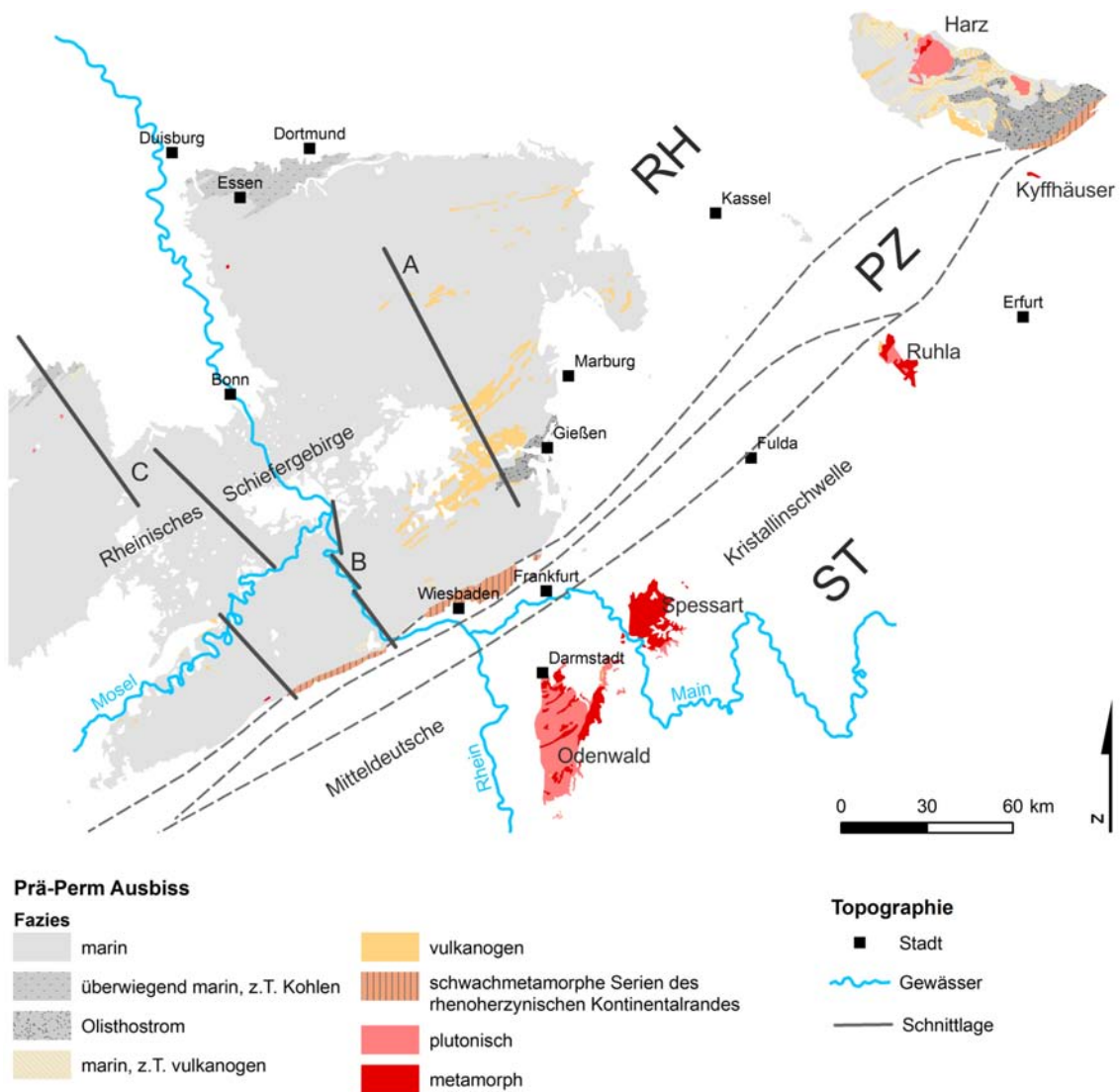


Abbildung 2.3.: Gliederung der Varisziden nach Klügel (1997). Ausbiss und Fazies des Prä-Perm vereinfacht nach Voges et al. (1993). Die Lagen der Schnitte aus Abb. 2.4 sind mit grauen Linien verzeichnet. RH: Rhenohertzynikum; PZ: Phyllitzone; ST: Saxothuringikum

Aufgrund der unterschiedlichen Gesteine der beiden variszischen Zonen wurde im 3D-Volumenmodell das Prä-Perm in „Rhenohertzynikum und Phyllit-Zone“ sowie die „Mitteldeutsche Kristallinschwelle“ unterteilt. Eine weitergehende Untergliederung in verschiedene lithostratigraphische Einheiten wäre zwar wünschenswert, ist jedoch aufgrund der Datennlage nicht möglich. Zwar sind die Einheiten des Prä-Perms an der Oberfläche gut kartiert (HLUG 2007a), aber für die dreidimensionale Darstellung fehlen weitere Eingangsdaten, wie tiefe Bohrungen und geologische Schnitte. In Abb. 2.4 sind die drei wichtigsten der wenigen großmaßstäblichen geologischen Schnitte dargestellt, die für die Nördliche Phyllitzone und das Rheinische Schiefergebirge zur Verfügung stehen. Es ist ersichtlich, dass eine Korrelation der einzelnen Einheiten auch aufgrund der verschiedenen Interpretationen der tieferen Struktur nicht, bzw. nur sehr schwer, möglich ist. Im Folgenden werden auf-

grund der Untergliederung des 3D-Modells in „Rhenoherynikum und Phyllit-Zone“ und „Mitteldeutsche Kristallinschwelle“ beide Einheiten näher erläutert.

2.1.1. Rhenoherynikum und Phyllit-Zone

Die Unterdevonischen Gesteine des Rhenoherynikums und der Phyllit-Zone sind überwiegend marine Ton- Siltsteine und quarzitisches Sandsteine. Diese wurden im Zuge der variszischen Orogenese schwach metamorph überprägt. In der Region zwischen Wetzlar und Limburg sind im oberen Mittel-Devon Kalke gebildet worden. Eine detaillierte paläogeographische Situation zeigt Abb. 2.5. Das Rhenoherynische Becken liegt direkt südlich des Old Red Kontinents (Laurussia), welcher im Laufe des Silur durch die Kollision von Laurentia und Baltica mit den avalonischen Terranen entstand (Walter 2007). Nach Stets & Schäfer (2011) trennt südlich davon die Mitteldeutsche Schwelle das Rhenoherynische vom Saxothuringischen Becken (vgl. Abb 2.5).

Die heute im Rheinischen Schiefergebirge aufgeschlossenen Gesteine des Unterdevons lassen sich nach Stets & Schäfer (2011) in drei Faziesbereiche untergliedern, welche sich übergeordnet durch unterschiedliche paläogeographische Lokationen innerhalb des Rhenoherynischen Beckens charakterisieren lassen (vgl. Abb. 2.6).

Die Südliche Fazies wird von küstennahen, flachmarinen Sedimenten dominiert, die aus südöstlicher Richtung vom Mitteldeutschen Hoch geschüttet wurden. Nach Hahn (1990) und Hahn & Zankel (1991) sind hier Sedimente eines breiten Deltas lateral mit Silten und Tonen einer Überflutungsebene verzahnt. Kurzzeitig bestehende Rinnen transportierten hier mittel bis feinkörnige Sande und Silte in das Beckenzentrum. Die Taunusquarzite wurden in hochenergetischen, flachmarinen Ablagerungsbedingungen sedimentiert. Der Ablagerungsraum lag nah an der Mitteldeutschen Schwelle und entwickelte sich von küstennah hin zu immer küstenferneren Bedingungen. Die Mächtigkeit der Taunusquarzite gibt Stets & Schäfer (2011) mit mehreren 1000 m an.

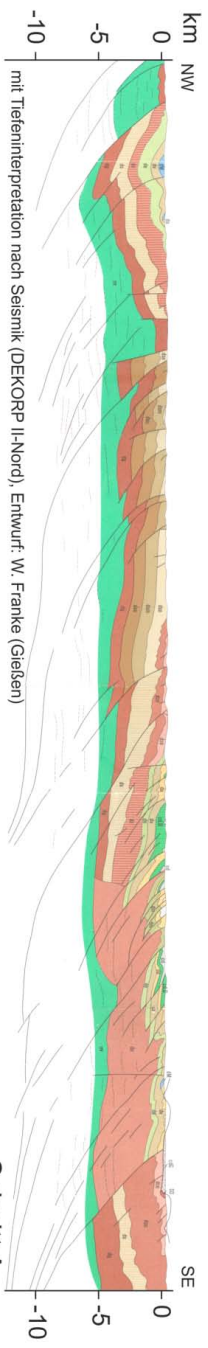
Die Zentrale Fazies spiegelt den ehemaligen Hauptablagerungsbereich für feinkörnige Siliziklastika wider. Diese wurden im Norden überwiegend durch Dichte- und Kriechströme (Slumping) und Suspensionssedimentation abgelagert. Die meisten dieser Turbidite sind silt- und tonreich und mit pelagischen Sedimenten wechselgelagert (Schäfer 2010). Im Beckenzentrum sind außerdem Feinsande in die Sedimente eingeschaltet.

Die Nördliche Fazies ist geprägt durch ihre Lage südlich des Old Red Kontinents (Laurussia). Diese Sedimente finden sich heute überwiegend nordwestlich der hessischen Landesgrenze. Nach Stets & Schäfer (2011) besteht die Fazies aus mäandrierenden fluviatilen Flusssystemen, welche sich im Norden in flachen Überflutungsebenen geformt haben. In südliche Richtung geht dies in eine großräumige Deltaplattform über (Abb. 2.6). Große Bereiche dieses Gebietes waren von Seen und Sümpfen bedeckt. Es kam immer wieder zu marinen Ingressionen aufgrund des flachen Reliefs des Deltas (Stets & Schäfer 2011). Das Delta progradierte im Unteren Emsium immer weiter in südliche Richtung und überlagerte dort teilweise auch Sedimente der Zentralen Fazies (siehe Abb. 2.7).

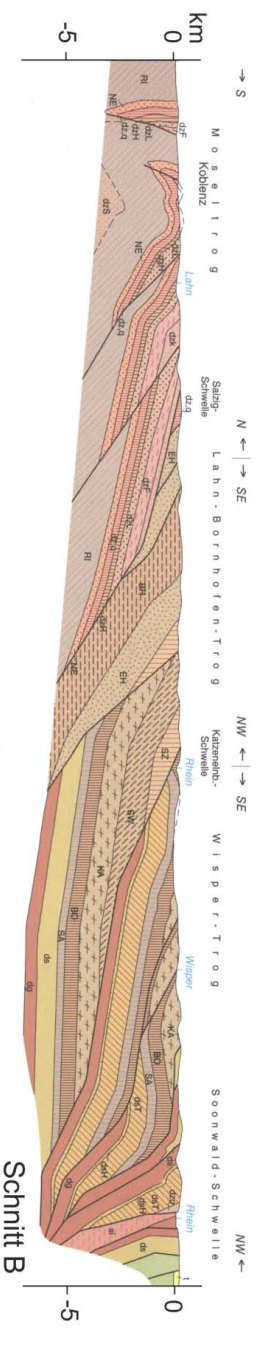
Mit dem Schließen des Rhenoherynischen Ozeans durch die variszische Orogenese wurden die Sedimente in Teilen subduziert und verfaltet.

2.1.2. Mitteldeutsche Kristallinschwelle

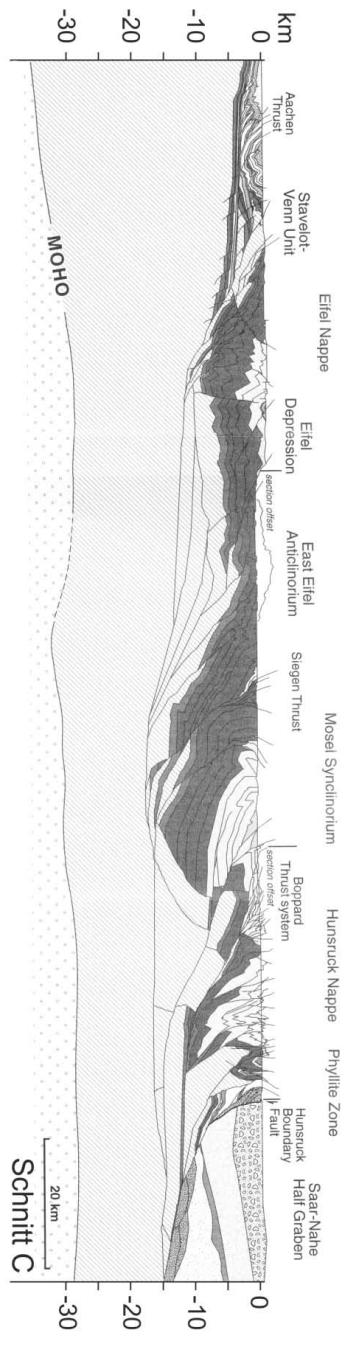
Die Mitteldeutsche Kristallinschwelle (MDKS) repräsentiert den ehemaligen aktiven Kontinentalrand am Südrand des Rhenoherynikums (McCann et al. 2008a). Außerdem ist die



Schnitt A

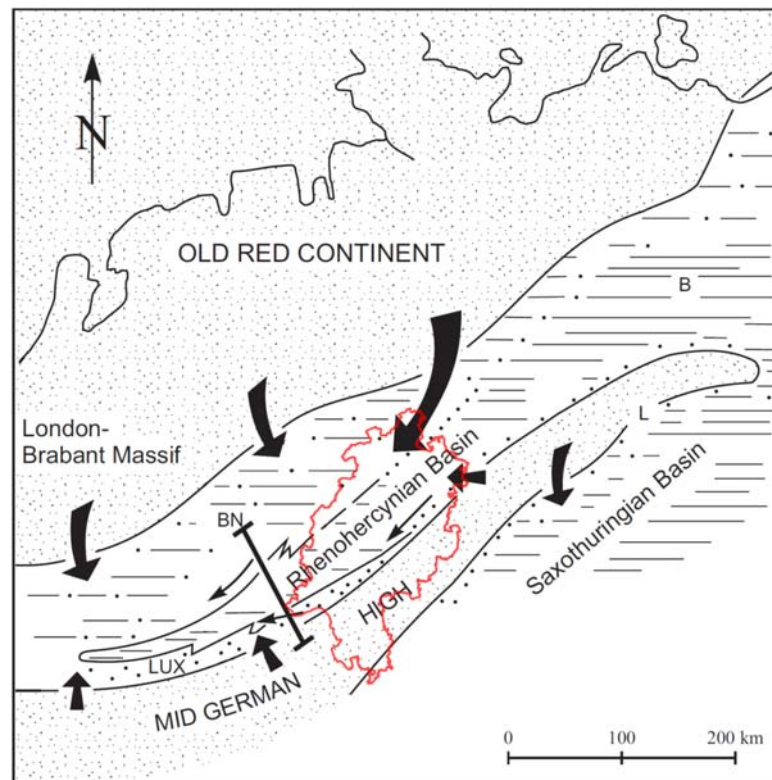


Schnitt B



Schnitt C

Abbildung 2.4.: Geologische Schnitte durch das Rheinerzynikum und die Nördliche Phyllit-Zone. Schnitt A nach Zitzmann et al. (1989); Schnitt B nach Franke & Anderle (2001); Schnitt C nach Oncken et al. (1999). Die Lage der Schnitte ist in Abb. 2.3 dokumentiert.



Sedimentary environments:

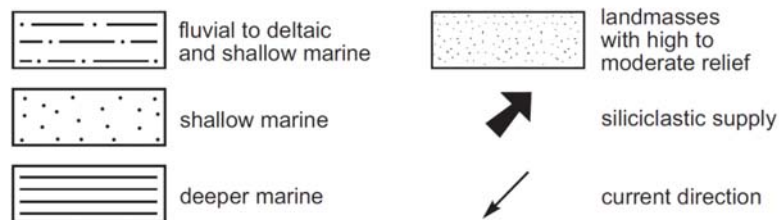


Abbildung 2.5.: Paläogeographische Situation des Rhenoharzynischen Beckens zur Zeit der Siegen Stufe im Unterdevon (leicht verändert nach Stets & Schäfer 2002). B: Berlin; BN: Bonn; LUX: Luxemburg; L: Leipzig

MDKS das Liefergebiet der unter- und mitteldevonischen flachmarinen Siliziklastika des südlichen Rhenoharzynischen Beckens.

Der größte Aufschluss der Gesteine der MDKS ist der kristalline Odenwald. Weitere Aufschlüsse sind die Gneise des Böllsteiner Odenwalds und der Rotgneiskomplex des Spessarts. Die im Odenwald verlaufende Otzberg Störung trennt den Bergsträßer- vom Böllsteiner Odenwald. Während im Bergsträßer Odenwald vorwiegend Plutonite mit kleinräumig SW-NE streichenden Metamorphitzügen verbreitet sind, finden sich östlich der Otzberg Störung im Böllsteiner Odenwald überwiegend metamorphe Kristallingesteine.

Die metamorphe Hüllserie des Böllsteiner Odenwald beschreibt Scheuvens (2008) als großräumige NNE-SSW streichende Antiklinale mit flach nach Westen und Osten einfallenden Schenkeln, dessen Kern aus älteren granodioritischen und jüngeren granitischen, überwiegend anatektischen Orthogneissen, besteht. Auch im weiter westlich gelegenen kristallinen

2. Geologischer Rahmen

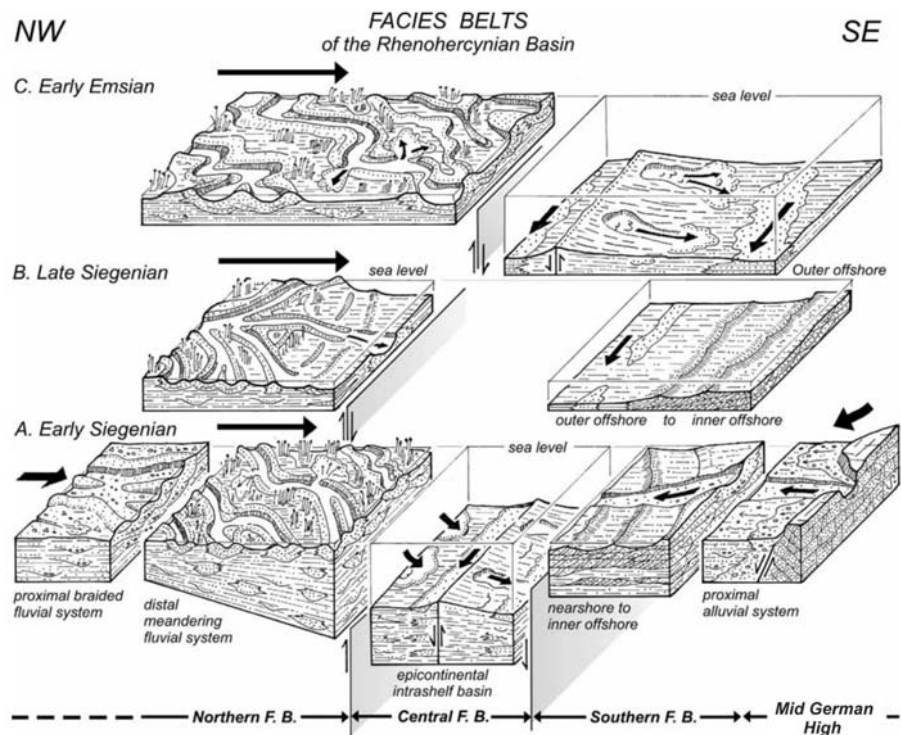


Abbildung 2.6.: Blockbilder des Ablagerungsmilieus im Rhenohercynischen Becken (Stets & Schäfer 2011).

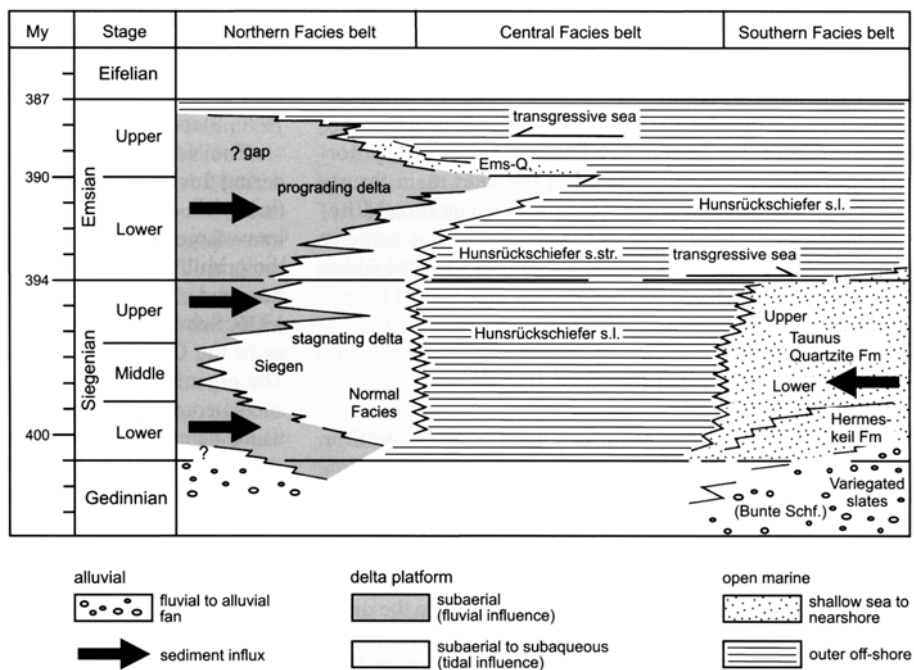


Abbildung 2.7.: Stratigraphie und Fazies entlang des in Abb. 2.5 eingezeichneten Transekts (Stets & Schäfer 2011).

Spessart dominieren metamorphe Kristallingesteine (HLUG 2007a; Scheuven 2008; Stein 2001).

Der Metamorphosegrad nimmt von West nach Ost zu (Oncken 1997). Während der westliche Teil der MDKS (Bergsträßer Odenwald) eher Temperatur dominierte Metamorphose (Intrusiva) zeigt, nimmt der Metamorphosegrad östlich der Oetzbergstörung bis zur Amphibolitfazies (Spessart, Ruhla) zu (Oncken 1997; Will & Schmädicke 2001). Es heißt also von West nach Ost ein kontinuierlich tieferer Bereich des ehemaligen Kontinentalrandes aus (Floettmann & Oncken 1992; Krohe 1992).

2.2. Perm - Rotliegend

Rotliegendesedimente befallen in Hessen großflächig im Spredlinger Horst und in der östlichen Wetterau aus. Kleinräumigere Ausbisse finden sich in der Nähe von Lorsbach, südlich der Taunussüdrandstörung sowie um Nentershausen im Bereich des Richelsdorfer Aufbruchs. Westlich des Oberrheingrabens finden sich Aufschlüsse im Bereich des Niersteiner Horstes sowie großflächig im Saar-Nahe Becken in Rheinland Pfalz.

Paläogeographisch gesehen, hatten sich durch die variszische Orogenese die meisten der damaligen Kontinente zum Superkontinent Pangaea vereint (Abb. 2.1 f). In dessen Zentrum erstreckte sich das variszische Gebirge von West nach Ost. Dieses wurde im Laufe des Karbon und Perm stark eingeebnet. Der Abtragungsschutt dieses Gebirges wurde zu großen Teilen durch intramontane Becken (Molassetröge) aufgenommen (McCann et al. 2008b). Das größte dieser intramontanen Becken in Deutschland ist das Saar-Nahe-Becken (SNB) mit mehr als 6,5 km abgelagerten Rotliegendesedimenten (Henk 1993). Die Sedimentation in das SNB setzte bereits im Karbon ein. Da sich die Sedimente des späten Karbon und des Rotliegend sehr ähneln, wird auch von Permokarbon gesprochen (Kowalczyk 2001; Müller 1996; Schäfer 1986). Das nördlichste Ende des SNB reicht bis nach Mainz und in den nordwestlichen Teil des Oberrheingrabens (Müller 1996; Schäfer 2011). Das SNB wird nach Stollhofen (1998) von synsedimentären Querstörungen (NW-SE) und Längsstörungen durchzogen. Belegt wird dieses nach Stollhofen (1998) durch stark wechselnde Sedimentfazies und Mächtigkeiten sowie lokale Erosionsdiskordanzen. Tendenziell sind die Sedimente an den Beckenrändern aufgrund der geringeren Transportweite gröber als im Beckenzentrum (Müller 1996). Im Norden geht das SNB getrennt durch eine kleine Schwelle des Spredlinger Horstes in die Hessische Senke über. Hier weisen Rotliegendesedimente Mächtigkeiten von bis zu 1200 m auf. Bei den Gesteinen des Permokarbon handelt es sich um unter ariden Bedingungen abgelagerte fluviatile, lakustrine und alluvialen Sedimente, sowie Vulkanite (Kowalczyk 1983; Stollhofen 1994).

2.3. Perm - Zechstein

Zechstein befallt in Hessen in der Frankenberger und Korbacher Bucht entlang des Rheinischen Schiefergebirges im Bereich des Kellerwald aus. Weitere großräumige Ausbisse befinden sich in der Umrandung des Werra-Grauwackenaufbruchs und im Richelsdorfer Gebirge in der Region um Rothenburg a.d. Fulda und Sontra. Südlich des Vogelsberg befallen Zechstein-Sedimente in der Wetterau und am Westrand des Buntsandstein-Odenwalds aus. Bereits während des Rotliegend hatten sich die großen Landmassen zum Superkontinent Pangäa vereint. Zur Zeit des Zechstein lag Hessen im Osten Pangäas bei etwa 20° nördlicher Breite (Ziegler 1990). Die heutige Hessische Senke war zu dieser Zeit eine Randsenke

2. Geologischer Rahmen

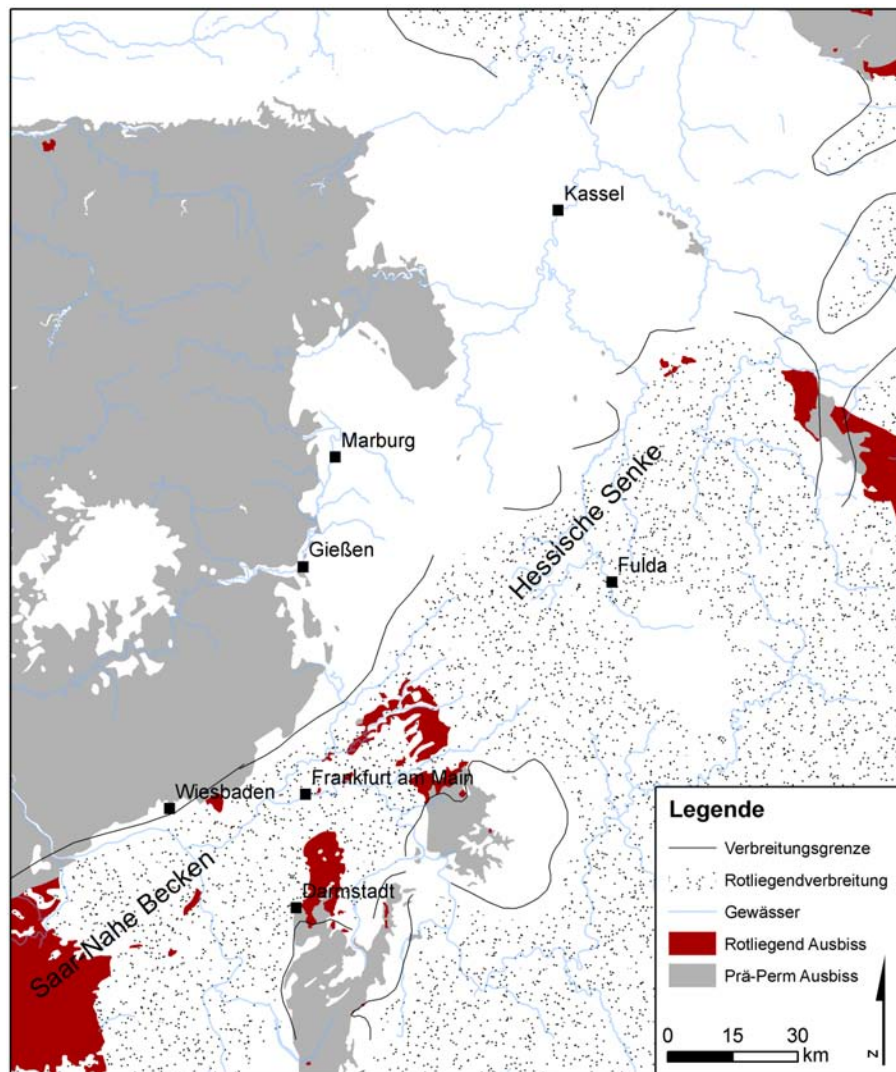


Abbildung 2.8.: Paläogeographische Karte des Rotliegend (zusammengeführte Daten von Falke 1969; Kulick et al. 1984; Marell 1989; Ziegler 1990).

am Südrand des Südlichen Perm-Beckens (Southern Permian Basin) nördlich der Varisziden (Hug 2004, Abb.2.9). Nördlich des Südlichen Perm-Beckens schloss sich das Nördliche Perm-Becken an, welches im Zechstein zeitweise mit dem Arktischen Meer verbunden war. Nach Ziegler (1990) dokumentiert die Hessische Senke zusammen mit dem Burgundischen Trog und der Rhônetal Senke den Wechsel von einem kompressiven zu extensiven Stress-regime und zeigt bereits den beginnenden Zerfall Pangaeas an.

Im Laufe des Zechstein kam es zu mehreren Transgressionen des Arktischen Meeres in die Hessische Senke (Hug 2004; Ziegler 1990). Während in den ehemaligen Rotliegendbecken ein eher ausgeglichenes Relief vorherrschte, überflutete das Wasser ansonsten eine Landschaft von flachem Mittelgebirgscharakter (Kulick et al. 1984). Die noch im Rotliegend dominierenden variszischen Senkungsstrukturen weichen während des Zechstein immer mehr Nord-Süd ausgerichteten Strukturen (Kowalczyk et al. 1978). Zur Zeit der maximalen Ausdehnung erreichte das Zechsteinmeer den Nordrand des heutigen Schwarzwalds (Paul 1985).

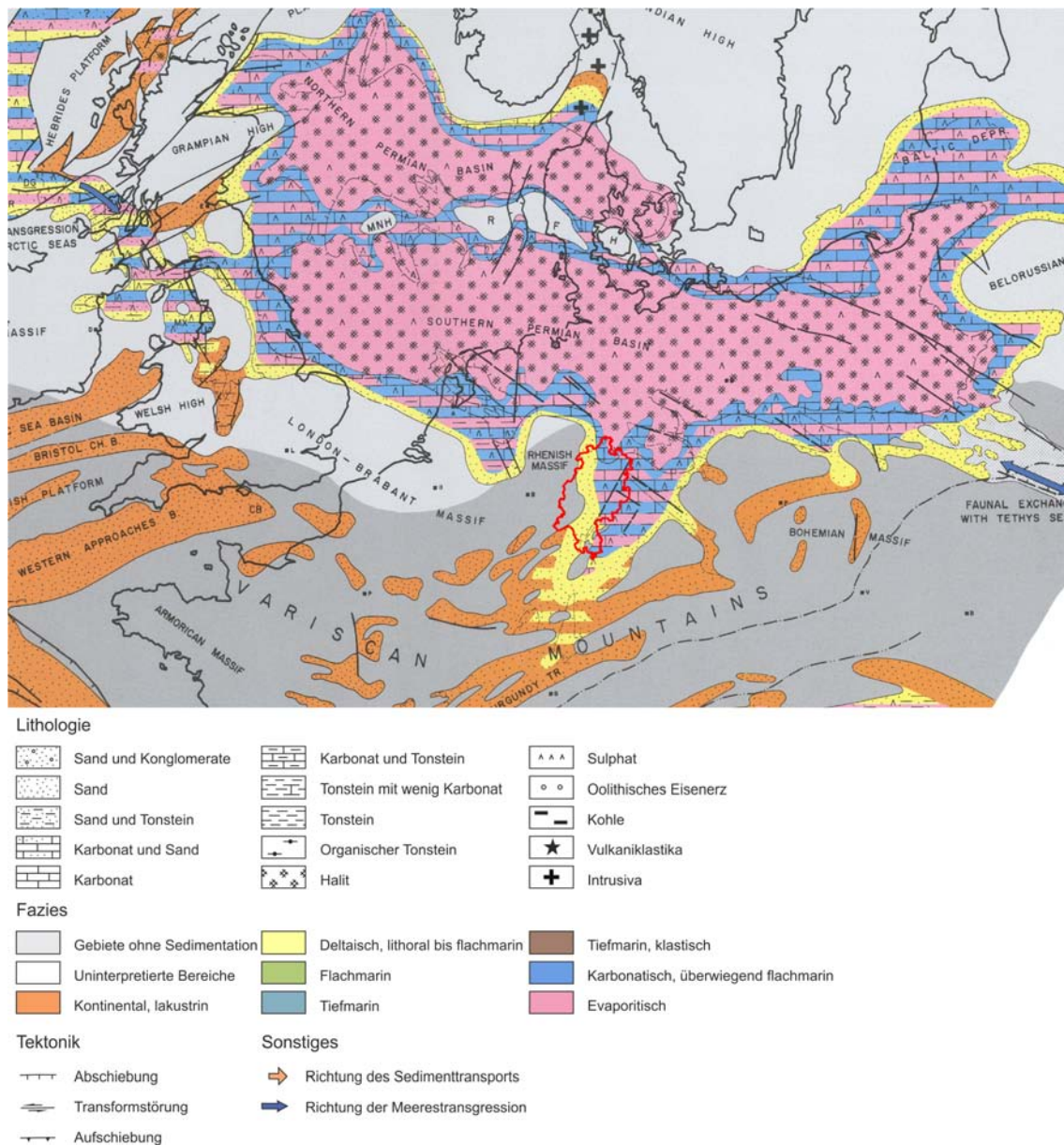


Abbildung 2.9.: Paläogeographische Karte des späten Zechstein (Ziegler 1990; leicht verändert).

2. Geologischer Rahmen

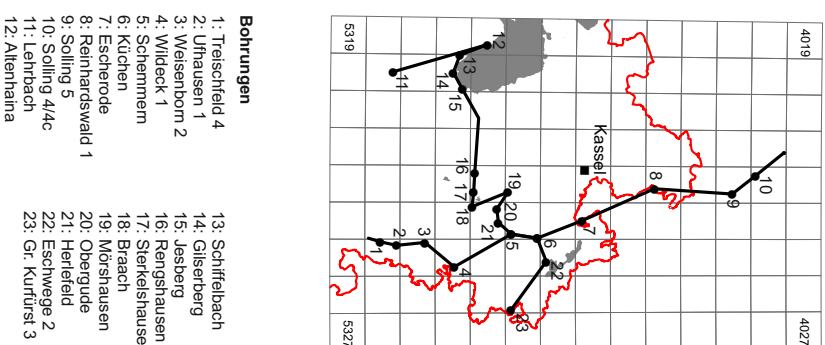
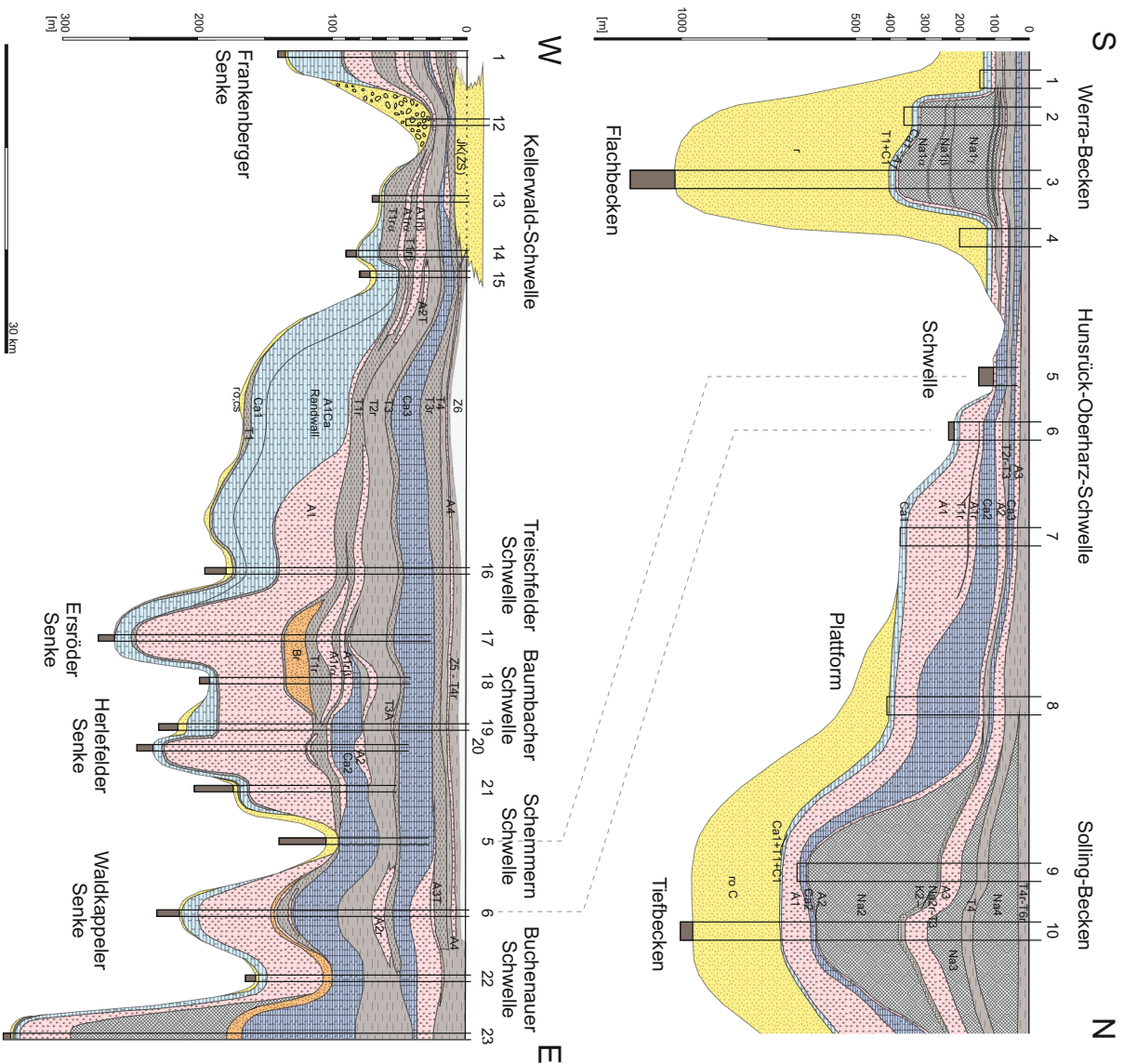


Abbildung 2.10.: Nord-Süd und West-Ost Schnitt durch den Zechstein in der Hessischen Senke (Kulick & Paul 1987, verändert).

Durch Meeresspiegelschwankungen des immer wieder von Norden in die Hessische Senke eindringenden Meeres und dem ariden Klima kam es zur Ausbildung zyklischer Evaporite. Diese reichen von Dolomit und Kalk, Anhydrit, Gips bis zu den Natrium und Kalium-Salzen. In die Zyklen sind außerdem immer wieder siliziklastische Sedimente eingeschaltet (Becker 2002; Kulick & Paul 1987; Peryt 1987; Abb. 2.10).

2.4. Trias - Buntsandstein

Bedingt durch einen weltweiten Meeresspiegeltiefstand kam es am Ende des Zechstein im Germanischen Becken zu einer Regression des Zechsteinmeeres und damit zu terrestrischen Abtragungs- und Ablagerungsbedingungen. Das Germanische Becken war im Süden durch die Reste des variszischen Gebirges (Vindelizisches und London Brabanter Massiv) und im Norden durch den Fennoskandischen Schild begrenzt (Beutler & Szulc 1999 und Abb. 2.11). Die Buntsandsteinsedimente in Hessen stammen überwiegend von den Abtragungsgebieten im Süden.

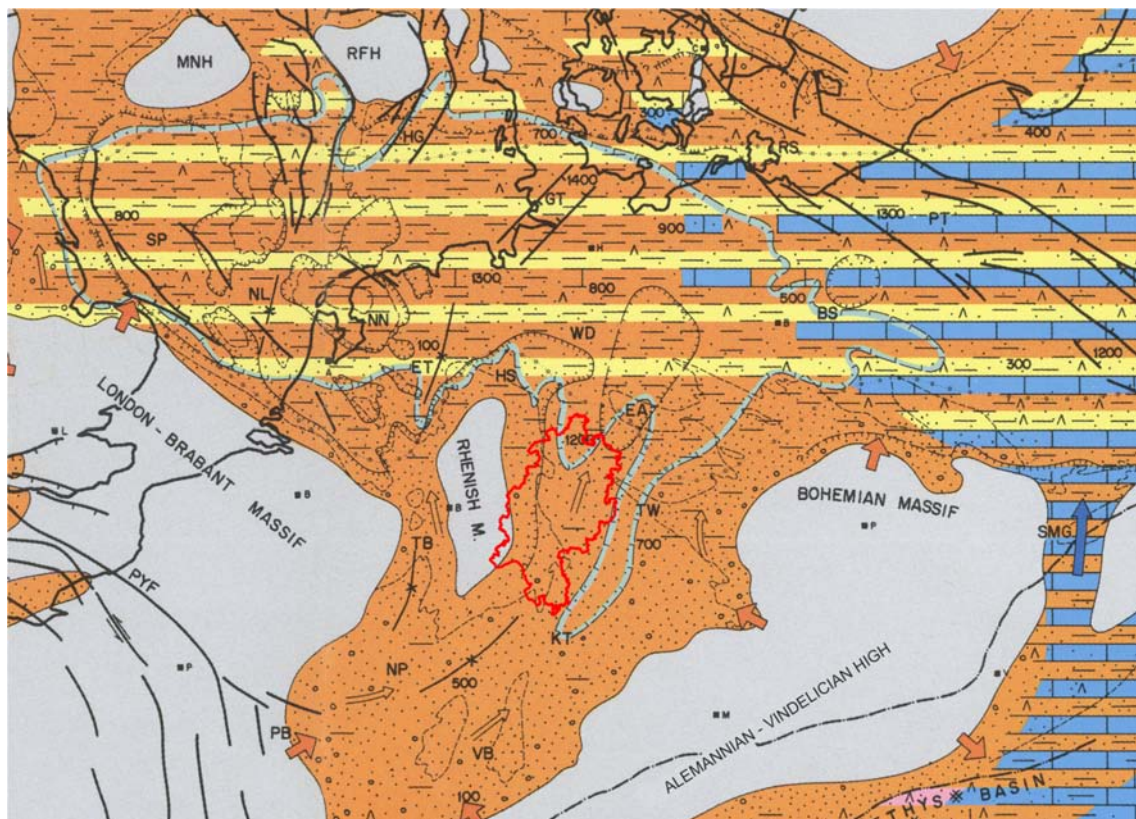


Abbildung 2.11.: Paläogeographie des Buntsandstein (Ziegler 1990). Die Legende ist in Abb. 2.9 dargestellt.

Es wurden im gesamten Buntsandstein klastische Sedimente unter fluvio-lakustrinen Bedingungen abgelagert. Die fazielle Ausbildung und Mächtigkeitsverteilung bildet die Nord-Süd verlaufende Senkungszone der Hessischen Senke deutlich ab (Paul 1999). So nimmt die Mächtigkeit in nördliche Richtung zu (Paul 1999; Diederich 1966; Schröder 1982; vgl. Abb. 2.12). Die Schüttungsrichtung ist im Buntsandstein vorwiegend von SSW nach NNE gerichtet. Das Rötalinare des Oberen Buntsandstein zeigt das Vordringen des nördlich gele-

2. Geologischer Rahmen

genen Meeres entlang der Hessischen Senke bis in den hessisch-fränkischen Raum im späten Buntsandstein an und markiert das Ende des terrestrischen Ablagerungsmilieus in diesem Gebiet (Kowalczyk et al. 1978).

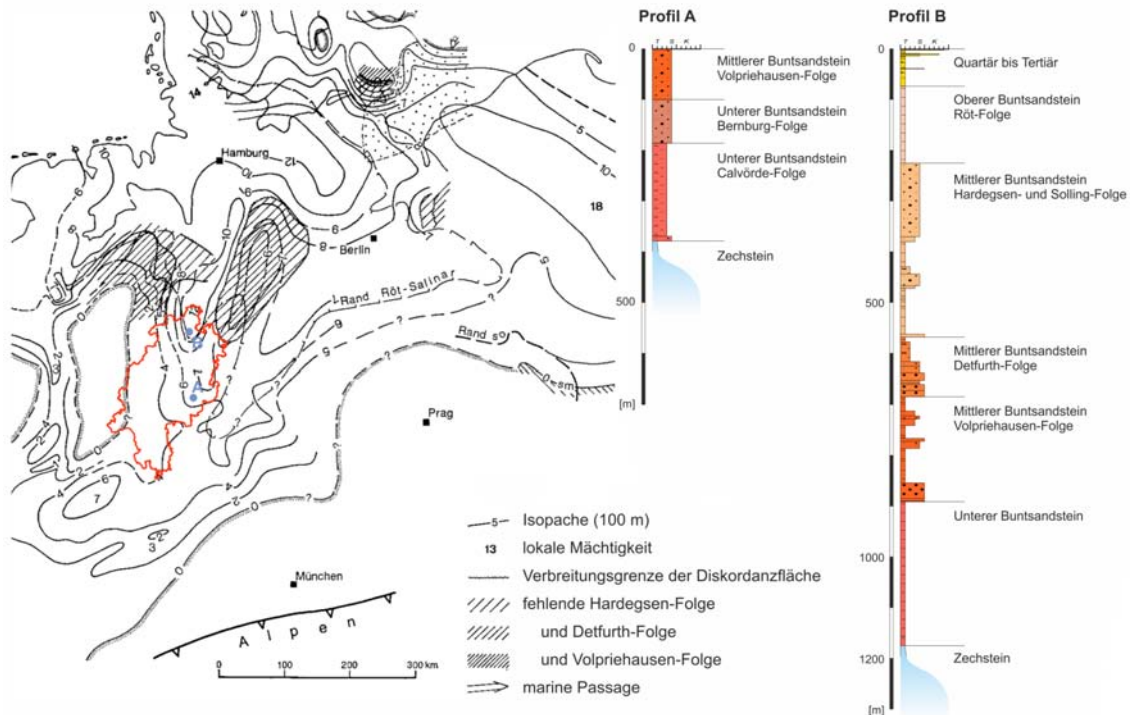


Abbildung 2.12.: Isopachenkarte des Buntsandstein für das Germanische Becken (Schröder 1982, verändert). Die von Süd nach Nord zunehmende Mächtigkeit der Buntsandsteinsedimente verdeutlichen die beiden Bohrprofile. Zu beachten ist jedoch, dass in Profil A der Obere Buntsandstein erodiert ist.

Heute beißen Buntsandsteinsedimente im Nordosten Hessens großflächig aus. Dort werden sie lediglich in den im ausgehenden Jura angelegten Hessischen Gräben von jüngeren mesozoischen Sedimenten und von den tertiären Vulkaniten des Vogelsberg und Knüll überdeckt. Weitere großflächige Ausbisse finden sich im Buntsandsteinodenwald. Im Bereich des hessischen Teils des Oberrheingrabens ist Buntsandstein nur im äußersten Süden unterhalb der tertiären Grabenfüllung erhalten geblieben (Boigk & Schöneich 1970).

2.5. Trias - Muschelkalk und Keuper

Beginnend im Oberen Buntsandstein kommt es im mitteldeutschen Raum zu einer Ingression der Tethys in die heutige Region der Hessischen Senke (vgl. Röt-salinar des Oberen Buntsandstein in Abb. 2.11). Während des Muschelkalk bildete sich so ein flaches Randmeer nordwestlich der Tethys, die sogenannte Peri-Tethys (Szulc 2000; siehe auch Abb. 2.13). Die Zufuhr des Meerwassers erfolgte dabei zunächst (Anis) über die Ostkarpaten und Schlesisch Mährische Pforte im Osten, sowie die zentralalpine (Alemannische) Pforte im Westen (Götz & Gast 2010) und im Ladin über die Burgundische Pforte. Das Gebiet der Hessischen Senke und der Dänisch Polnische Trog waren innerhalb des Beckens die Gebiete mit der stärksten Subsidenz, wodurch hier die größten Mächtigkeiten (ca. 250 m)

anzutreffen sind. Durch einen sinkenden Meeresspiegel am Ende des Unteren Muschelkalks werden die Evaporitserien des Mittleren Muschelkalks im westlichen Beckenbereich abgelagert (Götz 2002). Durch eine erneute Transgression im Oberen Muschelkalk kommt es zur Ablagerung von mächtigen Karbonat- und Mergel-Abfolgen (Feist-Burkhardt et al. 2008). Keupersedimente sind in Hessen nur reliktsch in den Gräben der Niederhessischen Senke überliefert. Es handelt sich um Sand- und Tonsteine mit Mächtigkeiten von maximal 70 m.

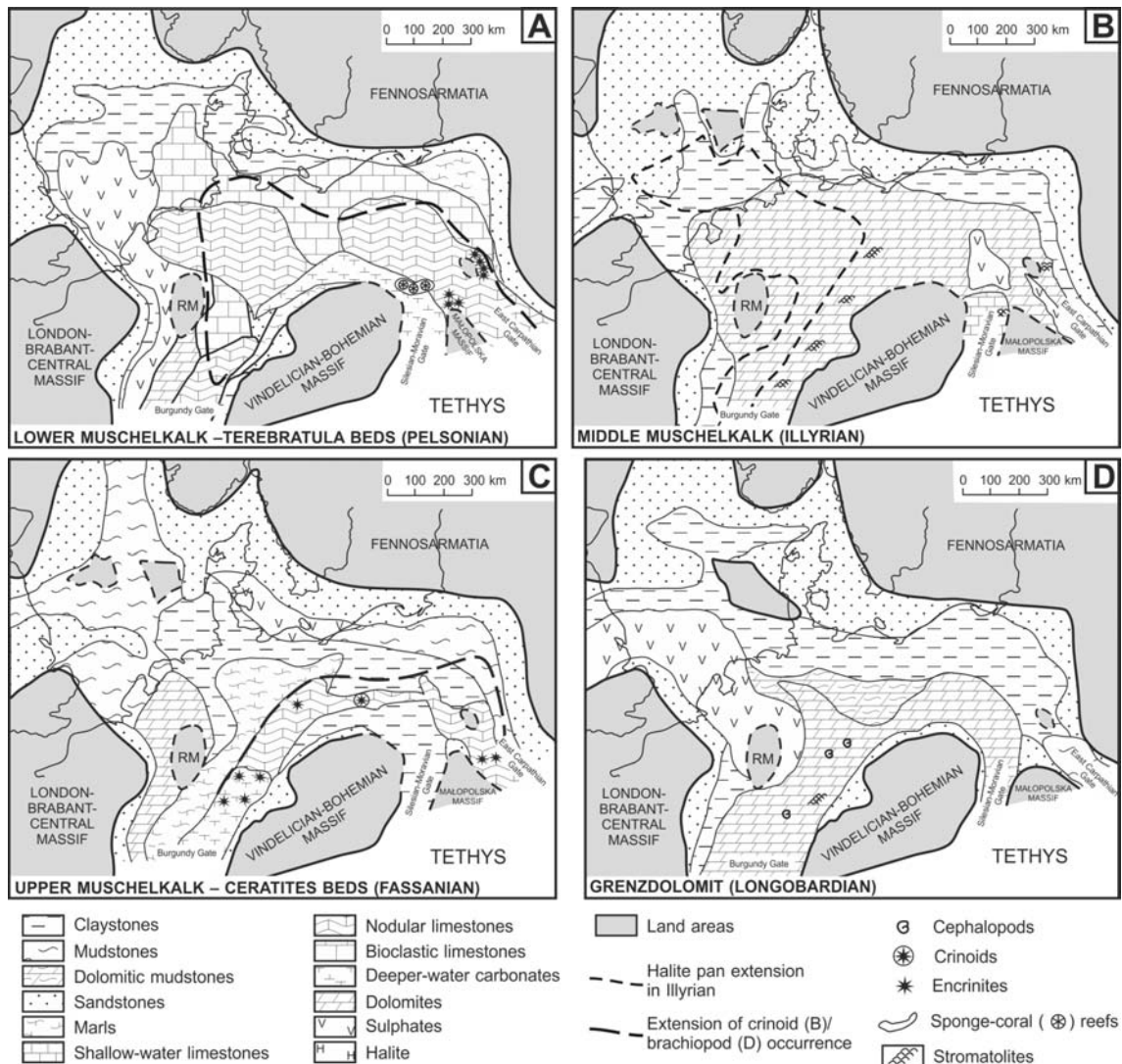


Abbildung 2.13.: Paläogeographische Fazieskarten des Muschelkalk (mittlere Trias) des Germanischen Beckens (Feist-Burkhardt et al. 2008, verändert).

2.6. Jura bis Kreide

Im Jura führte ein zunächst starker Meeresspiegelanstieg zu einer Transgression, die weit größere Bereiche mit Meerwasser bedeckte als zur Zeit des Muschelkalk (Walter 2007). Dabei wurden im heutigen Hessen Kalke und Tone abgelagert, die heute nur noch sehr

2. Geologischer Rahmen

vereinzelt in den Hessischen Gräben (z.B. Fritzlarer und Kasseler Graben) erhalten sind. Im Mittleren Jura entwickelte sich die Alpine Tethys und der Atlantik begann sich zu bilden (Stampfli & Borel 2002). Im Mittleren Jura wird das Gebiet des Hessischen Beckens großflächig gehoben, wobei NW-SE und NNE-SSW streichende Störungen reaktiviert werden (Meyer & Schmidt-Kaler 1996). Aufgrund der Hebung ist Hessen vom Oberjura über die gesamte Kreide bis ins Paläozän überwiegend Abtragungsgebiet (siehe Abb. 2.14). So konnten großflächig jurassische und triassische Sedimente abgetragen werden. Durch die gleichzeitig stattfindende Saxonische Tektonik (vgl. Meiburg 1982; Möbus 2004) und die damit verbundene Einsenkung der Niederhessischen Gräben sind die Sedimente ab der Mittleren Trias bis in den Unteren Jura in diesen Gräben erhalten geblieben.

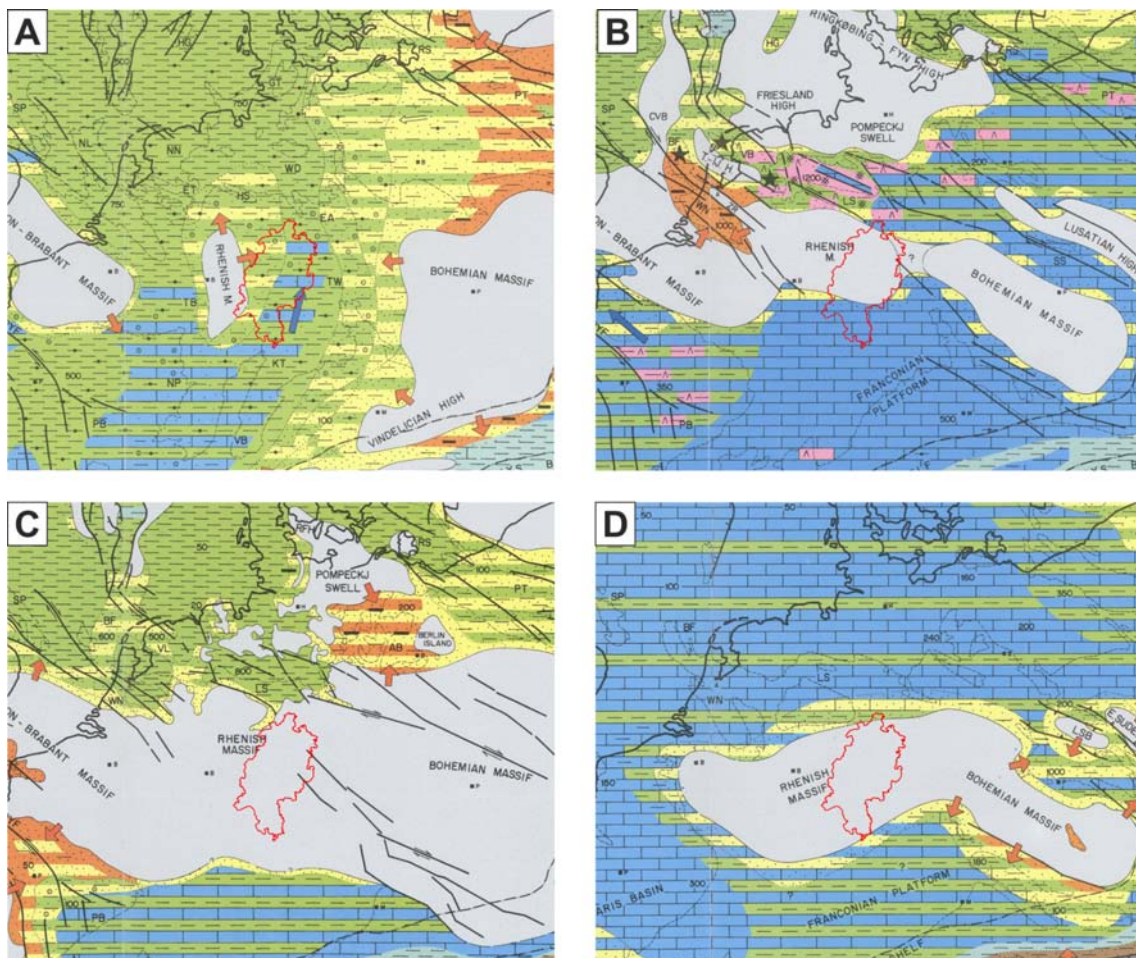


Abbildung 2.14.: Paläogeographische Karten von Unterjura bis Oberkreide (Ziegler 1990, leicht verändert). Zur besseren Orientierung ist der Umriss von Hessen eingefügt. Die Legende ist in Abb. 2.9 dargestellt. A: Unterjura (Sinemur bis Aalenium); B: Oberjura (Kimmeridge bis Tithonium); C: Unterkreide (Hauterivium bis Barremium); D: Oberkreide (Cenomanium bis Turonium)

2.7. Tertiär bis Quartär

Beginnend in der Oberkreide bestimmt die alpidische Orogenese die geologische Entwicklung auch außerhalb des Alpenraums in Mitteleuropa. Durch die kompressive, teils transpressive Deformation wurden ehemalige Sedimentbecken herausgehoben (Inversion) und spätvariszische und mesozoische Störungssysteme wieder aktiviert (Walter 2007). Vom Eozän an führte eine W-E orientierte tektonische Extension zur Bildung des Europäischen Grabensystems (Oberrheingraben, Bresse- und Rhonegraben, Hessische Senke; z.B. Ziegler 1992; Sissingh 2003; Dèzes et al. 2004; Behrmann et al. 2005). Die Einsenkung des Oberrheingrabens war vermutlich durch spätvariszische Störungen vorgezeichnet (Sissingh 2003). Durch die Absenkung und einem Meeresspiegelanstieg gelangte während des Oligozän ein Ausläufer der Nordsee über die Hessische Senke bis in den Oberrheingraben (Murawski et al. 1983, Berger et al. 2005; Abb. 2.15). Gleichzeitig konnte Meerwasser aus dem Süden entlang des Oberrheingrabens nach Norden vordringen.

Insgesamt bildeten sich im Oberrheingraben zwei Hauptabsenkungsgebiete aus; ein südliches und ein nördliches (Pflug 1982). Der südliche Teil des Oberrheingrabens und dessen Grabenschultern waren im frühen Miozän durch kurzzeitige Hebung und darauf folgendem Vulkanismus (Kaiserstuhl) gekennzeichnet. Im Gegensatz dazu senkte sich der nördliche Teil des Grabens kontinuierlich ein, wodurch hier die Absenkung am Größten ist (Roll 1979; Sissingh 2003; Villemin et al. 1986).

Im Miozän änderte sich das vorherrschende tektonische Spannungsregime von ursprünglich WNW-ESE gerichteter Extension auf NW-SE gerichteter Kompression (Schumacher 2002). Dies führt im Oberrheingraben zu sinistralen Verschiebungen.

Im Zusammenhang mit der Bildung des Europäischen Grabensystems kommt es auch in Hessen zu vulkanischer Aktivität. So entstanden die Vulkanite des Vogelsberg, des Knüll, der Rhön, des Westerwald und des Habichtswalds vom späten Oligozän bis frühen Miozän (Jung 1999; Sherwood 1990).

Nach Beendigung der Einsenkung des Oberrheingrabens kam es im Pleistozän zu einer Hebung des Rheinischen Schiefergebirges (Meyer & Stets 2002).

2. Geologischer Rahmen

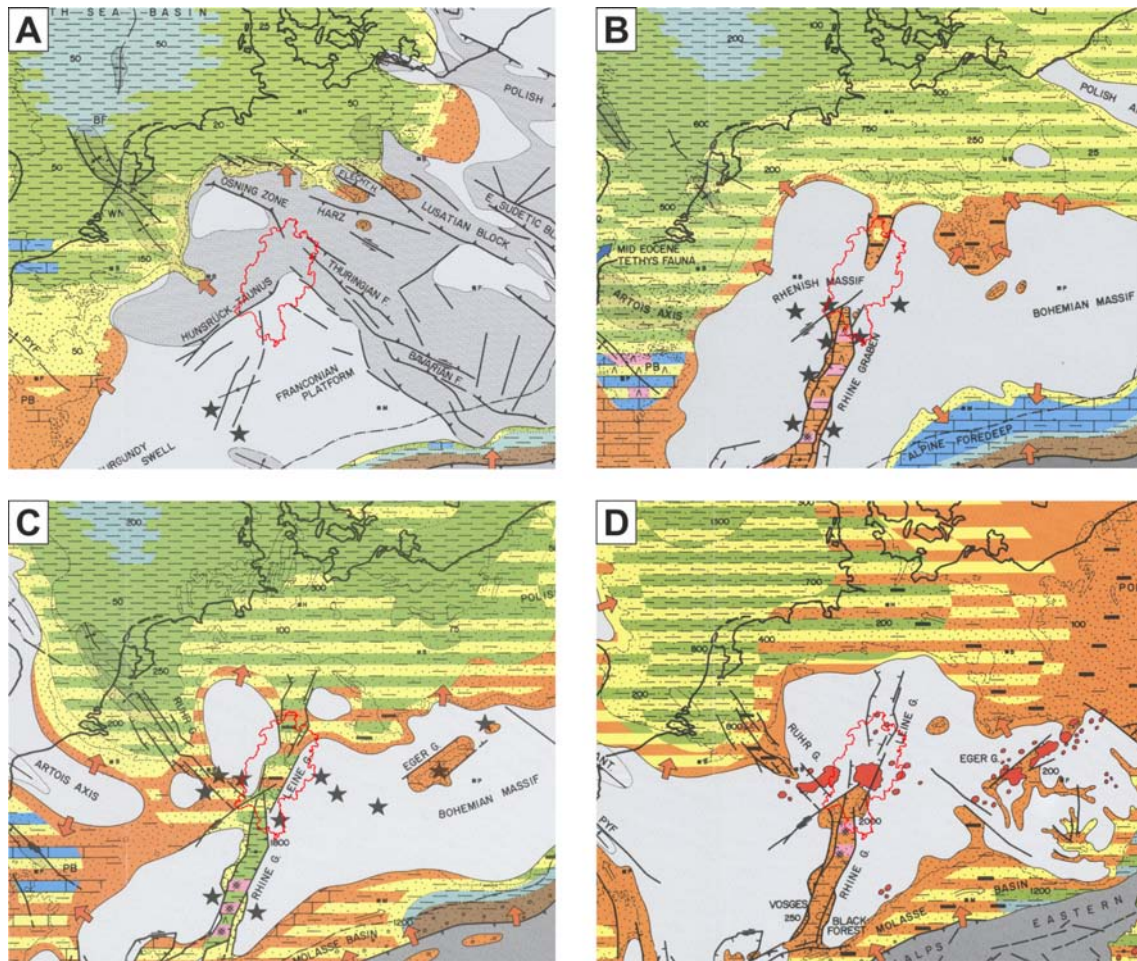


Abbildung 2.15.: Paläogeographische Karten des Tertiär (Ziegler 1990, leicht verändert). Die Legende ist in Abb. 2.9 dargestellt. A: Paläozän; B: Eozän; C: Oligozän; D: Miozän bis Pliozän

3. Eingangsdaten und Methoden

In diesem Kapitel werden die Eingangsdaten und Methoden zur Modellierung des geologischen Modells und des Temperaturmodells vorgestellt. Außerdem wird eine neue Methode zur Evaluierung von Geopotenzialen auf Basis von zellbasierten geologischen Homogenkörpern beschrieben.

3.1. Geologisches Modell

Das geologische Modell beschreibt die 3D-Raumlage der ausgewählten Oberflächen des Prä-Perm, Rotliegend, Zechstein, Buntsandstein, Muschelkalk und Quartär bis Tertiär (Abb. 3.1). Der geologische Bau des Untergrunds hat entscheidenden Einfluss auf die Geopotenziale einer Region. Daher ist das geologische Modell die Basis für computergestützte Geopotenzialevaluationen.

Die Vorgehensweise bei der Modellierung ist in Abschnitt 3.1.1 beschrieben. In Abschnitt 3.1.2 werden die verschiedenen Datentypen und deren Aufbereitung erläutert, während in 3.1.3 die Herkunft der Eingangsdaten des geologischen Modells aufgeführt sind.

3.1.1. Modellierungsmethodik

Der prinzipielle Ablauf zur Erstellung des geologischen Modells folgt weitgehend den Ausarbeitungen von Caumon et al. (2009) und Kaufmann & Martin (2008), welcher in Abb. 3.2 dargestellt ist. Die Modellierung des geologischen Modells erfolgte mit der Software GOCAD 2009.2 der Firma Paradigm.

Vor der eigentlichen Modellierung müssen alle Eingangsdaten digitalisiert und aufbereitet werden. Dieser Arbeitsschritt ist i.d.R. der zeitintensivste. Die Aufbereitung fand zu einem großen Teil in ArcGIS 10 (ESRI) statt. Aufgrund der Größe des Modellgebiets fallen jedoch viele Eingangsdatentypen in großer Zahl an. Zur Vereinfachung stetig wiederkehrende Arbeitsschritte wurden Programme von Arndt (2010b) und Arndt (2010c) genutzt. Diese filtern Bohrdatenbanken u.a. auf Duplikate und konvertieren die Bohrdatenbank teilweise oder komplett in GOCAD lesbare Formate, bzw. georeferenzieren eine große Anzahl von geologischen Schnitten in einfachen Arbeitsabläufen.

Ein wichtiger Punkt bei der Aufbereitung von Eingangsdaten ist deren Qualitätskontrolle. Dabei ist die dreidimensionale Visualisierung der verschiedenen Eingangsdaten unterschiedlicher Autoren hilfreich, um offensichtliche Fehler in den Daten zu erkennen, und eine erste Idee der Raumlage verschiedener Horizonte zu erlangen. Regionalgeologisches *a priori* Wissen ist dabei von großem Vorteil, um die Raumlage der verschiedenen Daten zu bewerten und eventuelle Fehler schneller identifizieren zu können. Eine generelle Beschreibung der Vorgehensweise bei Widersprüchen in den Eingangsdaten ist nicht möglich, da diese von vielen Kriterien, wie z.B. Datentyp oder Datenautor von Fall zu Fall unterschiedlich ist. Generell wurde Bohrdaten mehr vertraut, als Derivaten davon. Jedoch sind durch Informationen anderer Datentypen (z.B. Isolinienplänen) auch Fehler in den Bohrdaten identifizierbar. So ist z.B. die Untersuchungsbohrung Nentershausen aus dem

3. Eingangsdaten und Methoden

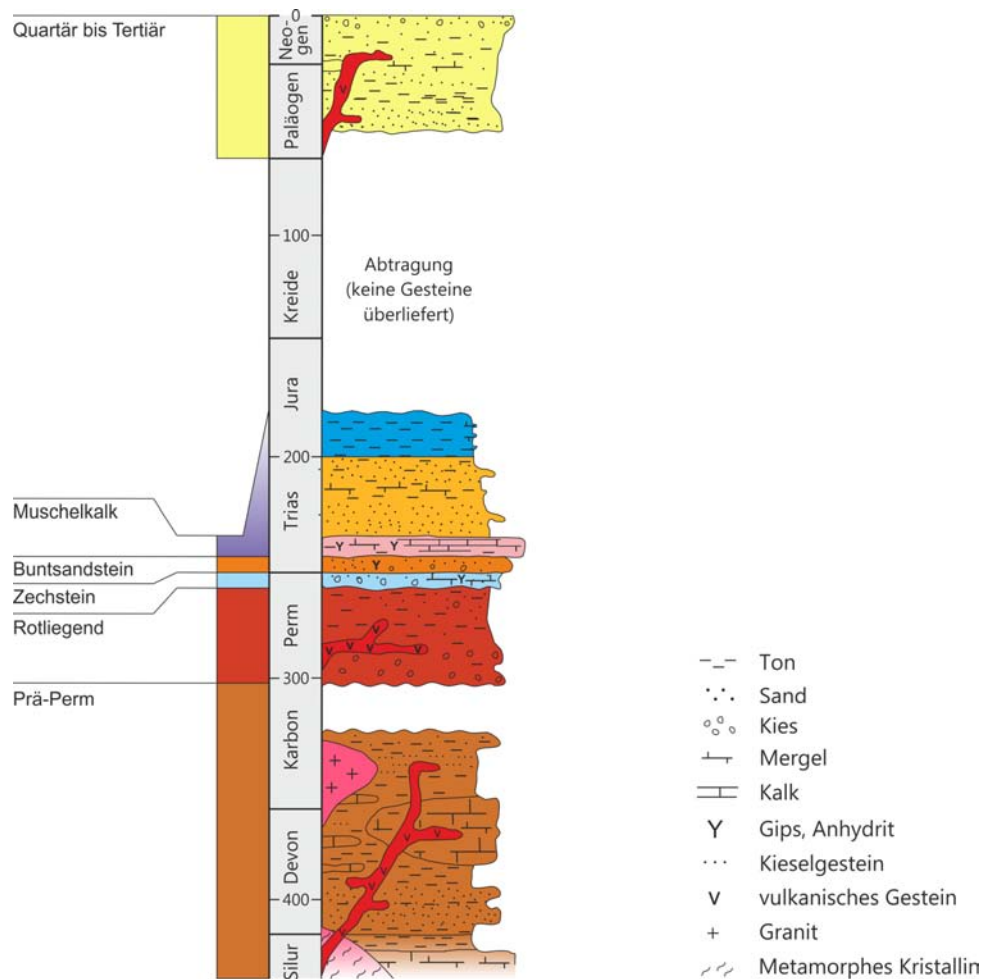


Abbildung 3.1.: Modellhorizonte dargestellt im stratigraphischen Profil Hessens (verändert nach Hoppe & Mittelbach 1999 und Hoppe 2008)

Jahr 1862 in preußischen Fuß, anstatt im metrischen System in die Bohrdatenbank aufgenommen worden. Dies war im direkten Vergleich mit den umliegenden Daten leicht als fehlerhaft identifizierbar, da diese Bohrung sehr große Teufen erreichte.

Bereits während der Digitalisierung und auch während der Modellierung ist der Maßstab der Eingangsdaten wichtig. Grundsätzlich ist zwischen maßstabsabhängigen Daten, wie z.B. Karten und geologischen Schnitten, und maßstabsfreien Daten, wie z.B. Bohrungen zu unterscheiden. Während die Lagegenauigkeit von Bohrinformationen keinen Maßstabs-effekten unterliegt, ist z.B. bei geologischen Karten und Schnitten die Informationsgenauigkeit auch vom Maßstab der Daten abhängig. Dies ist insbesondere bei Widersprüchen in den Daten zu berücksichtigen.

Wie in den meisten CAD-Systemen (Computer Aided Design) werden Flächen auch in GOCAD durch triangulierte Punkte dargestellt. Die Koordinaten dieser Punkte werden durch den in GOCAD implementierten Interpolationsalgorithmus DSI (Discrete Smooth Interpolation; Mallet 1989; Mallet 2002) möglichst genau an die Eingangsdaten angepasst. Der DSI-Algorithmus benötigt sog. Constraints (Randbedingungen) und wird immer versuchen die Constraints so gut wie möglich zu erfüllen und gleichzeitig das Relief der Fläche zu minimieren (Paradigm 2009).

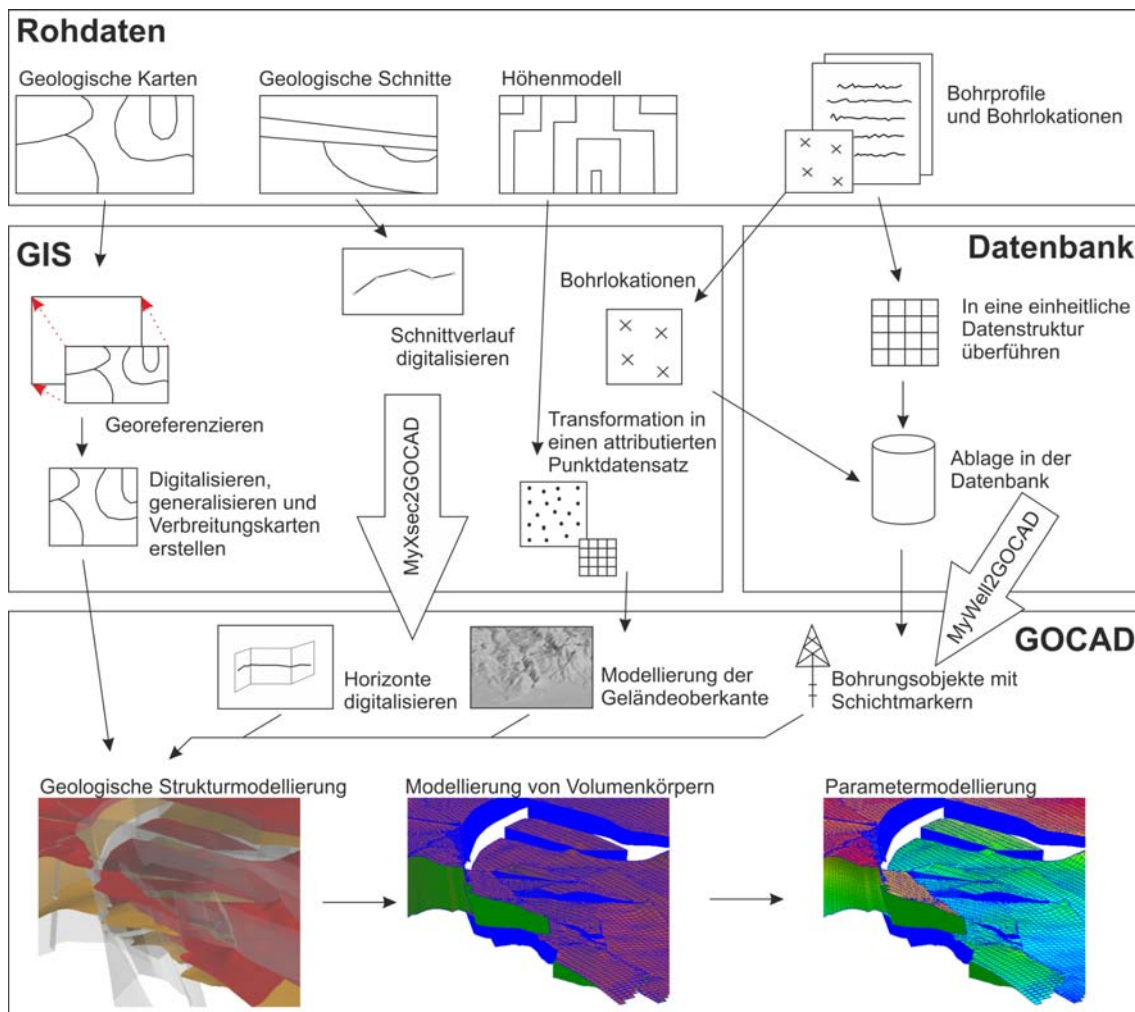


Abbildung 3.2.: Prinzipieller Ablauf der Modellierung des geologischen Modells (verändert nach Kaufmann & Martin 2008)

In einem ersten Schritt werden idealerweise zunächst die Störungsflächen modelliert. Erst in einem zweiten Schritt werden dann stratigraphische Horizontflächen modelliert, da deren Raumlage von den Störungsflächen abhängig ist. Hierbei müssen einige Grundregeln geologisch möglicher Geometrien beachtet werden, damit das Modell geologisch konsistent ist. So sollte ein Horizont immer bis an die Störung reichen und diese nicht schneiden, oder stratigraphische Horizonte dürfen sich untereinander nicht schneiden etc. Ist eine Störung syn- oder postsedimentär, hat dies ebenfalls Einfluss auf die Abstände der Horizontflächen beidseitig der Störung, bzw. auf die Mächtigkeit der Einheiten. Generell ist die Modellierung ein iterativer Prozess. So können sich z.B. erst im Laufe der Horizonterstellung Hinweise auf Störungen ergeben, was sich wiederum auf weitere Horizonte auswirkt. Werden Änderungen an einem Horizont vollzogen, so werden i.d.R. auch Änderungen an den hangenden und liegenden Horizonten nötig.

Wie bereits erwähnt, bestehen die modellierten Flächen aus triangulierten Punkten. Diese diskreten Daten sind frei skalierbar und somit zunächst maßstabsfrei. Eine sinnvolle Skalierung wird hier durch den Detaillierungsgrad definiert. Bei komplexen Flächen ist insbesondere der Abstand der Triangulationspunkte untereinander der Faktor, der die Genauigkeit

3. Eingangsdaten und Methoden

des Abbildes der realen Fläche beeinflusst (eine gute Datendichte vorausgesetzt). Je dichter das Netz, desto genauer kann die Abbildung der Realität sein. Ziel bei der Modellierung sollte es jedoch sein, die Anzahl der Dreiecke auf ein Minimum zu reduzieren, die Fläche jedoch gleichzeitig für das Projektziel genau genug abzubilden. Dazu kann die Größe der Dreiecke innerhalb einer Fläche variieren, um komplexere Geometrien mit vielen kleinen Dreiecken und weniger Komplexe mit entsprechend größeren Dreiecken darzustellen (Abb. 3.3; Caumon et al. 2009). Im vorliegenden Modell betragen die Kantenlängen der annähernd gleichschenkligen Dreiecke in Bereichen hoher Datendichte und Flächenkomplexität bis zu 250 m, in Bereichen geringerer Datendichte und geringer Flächenkomplexität können die Dreiecke Kantenlängen bis zu 2500 m aufweisen. Jedoch spiegelt die Dreiecksgröße nicht zwangsläufig die Eingangsdatendichte wider.

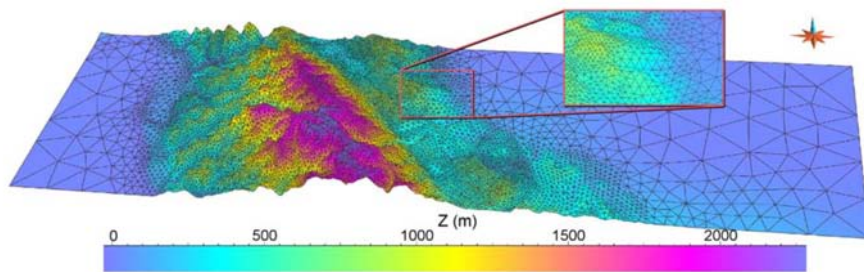


Abbildung 3.3.: Unterschiedlich komplexe Bereiche einer Fläche können mit unterschiedlich großen Dreiecken modelliert werden (aus Caumon et al. 2009).

Bei den modellierten Horizonten handelt es sich durchweg um Topflächen (Oberfläche einer Schicht), da so die Bohrinformation am besten nutzbar ist. Bei Markern an der Basis einer Schicht ist in der Regel davon auszugehen, dass der jeweils letzte Marker keine Basis markiert (Abb. 3.4). Nur bei Markern am Top einer Schicht ist immer klar, dass an dieser Position die Oberkante dieser Schicht vorzufinden ist. Somit sind bei der 3D-Modellierung Marker am Top einer Schicht in der Regel vorzuziehen, es sei denn, es liegen weitere Daten bezogen auf die Schichtbasis vor, welche nur sehr aufwändig in Top-Flächen übersetzt werden können. Sind andere Eingangsdaten wie z.B. Isolinien weiträumig und in ausreichendem Detaillierungsgrad verfügbar, so dass diese lediglich vereinzelt durch Bohrungen korrigiert werden müssen, ist es hingegen zumeist sinnvoll die Information der Isobathen (i.d.R. Basisflächen) zu modellieren (z.B. Helms et al. 2010; Hese 2011).

Neben der intensiven Datenaufbereitung erforderte die Größe des Modellgebiets eine Gliederung in Submodelle (Abb. 3.5). Hier ist es sinnvoll eine Gliederung entlang von geologischen Strukturgrenzen, wie z.B. Störungen vorzunehmen. Durch die Gliederung in Submodelle erhöht sich die Übersichtlichkeit, und die IT Infrastruktur wird entlastet. Das Modell wurde in sechs Submodelle entlang in das Prä-Perm reichenden Störungen untergliedert. Die Gliederung orientierte sich dabei auch an der Karte der geologischen Strukturräume des HLUG (HLUG 2007b). Diese auf der Geologischen Übersichtskarte (HLUG 2007a) basierende Karte gliedert Räume mit einheitlichen stratigrafischen, petrografischen oder strukturgeologischen Eigenschaften voneinander ab.

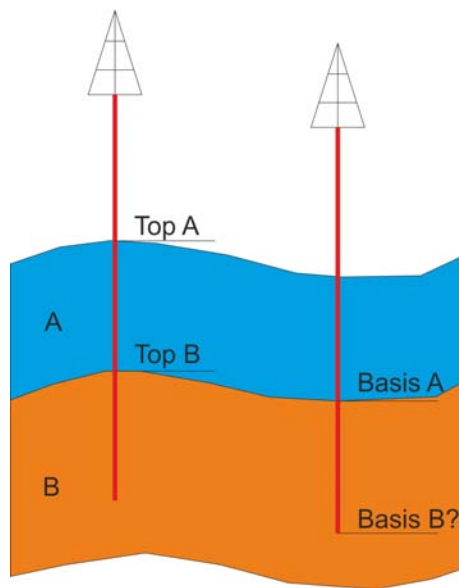


Abbildung 3.4.: Bohrmarkerplatzierung am Top und der Basis von geologischen Schichten. Werden Marker am Top jeder Schicht verwendet, können diese direkt zur Modellierung genutzt werden. Bei Markern an der Basis kann bei Bohrungen, die innerhalb einer Schicht enden, der jeweils letzte Marker nicht zur Modellierung genutzt werden, da diese Information fehlerhaft wäre.

3.1.2. Datentypen und ihre Aufbereitung

3.1.2.1. Geologische Karten

Geologische Karten liefern wichtige Informationen über die Verbreitung geologischer Einheiten an der Geländeoberfläche. Die digitale Geologische Übersichtskarte von Hessen im Maßstab 1: 300 000 (GÜK300; HLUG 2007a) war als flächendeckend harmonisierte geologische Karte die wichtigste Kartengrundlage für die Modellierung. Sie musste aufgrund der im Vergleich größeren stratigraphischen Gliederung des geologischen Modells entsprechend der ausgewählten Modellhorizonte vereinfacht werden. Zunächst wurden die einzelnen Polygone zusammengeführt und darauf folgend generalisiert (Abb. 3.6 und 3.7), damit diese zur Modellierung genutzt werden konnten. Außerdem ist die meist hohe Anzahl an Vertices (Polygonstützpunkte) der Polygone auf ein Maß reduziert worden, welches der Modellauflösung entspricht (Abb. 3.6).

Ebenso wurden Bereiche mit vielen kleineren Schichtausbissen generalisiert, um nicht zu komplexe Schichtausbisse zu erhalten (Abb. 3.7). Damit später im Modell topologisch korrekte Schichtkontakte entstehen, ist bereits hier auf die Topologie der Polygone zu achten. Abb. 3.8 zeigt den Ausgangsdatensatz der GÜK300 und das Ergebnis der Generalisierung. Die so erstellte Karte entspricht im Prinzip einer (Quartär) abgedeckten geologischen Karte von Hessen.

3.1.2.2. Digitales Höhenmodell

Das digitale Höhenmodell wurde vom HLUG zur Verfügung gestellt. Es handelt sich hierbei um ein Raster mit Kachelkantenlängen von je 25 Metern (DGM25). Nach Angaben der Hessischen Verwaltung für Bodenmanagement und Geoinformation (HVBG 2011) hängt

3. Eingangsdaten und Methoden

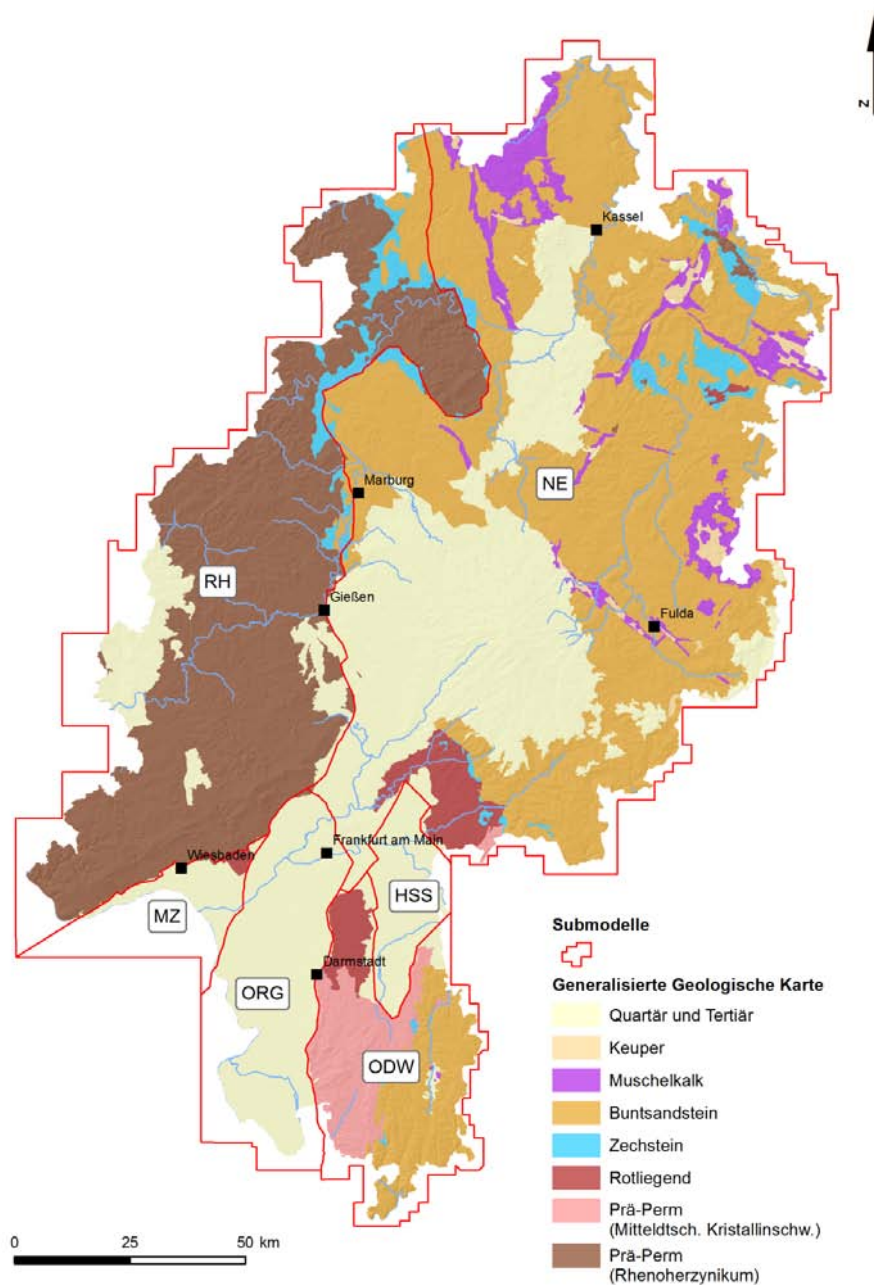


Abbildung 3.5.: Gliederung des geologischen Modells in sechs Submodelle. Die Unterteilung orientiert sich entlang tieferreichender Störungen. HSS: Hanau Seligenstädter Senke; MZ: Mainzer Becken; NE: Hessen Nordost; ODW: Odenwald; ORG: Oberrheingraben; RH: Rheinisches Schiefergebirge.

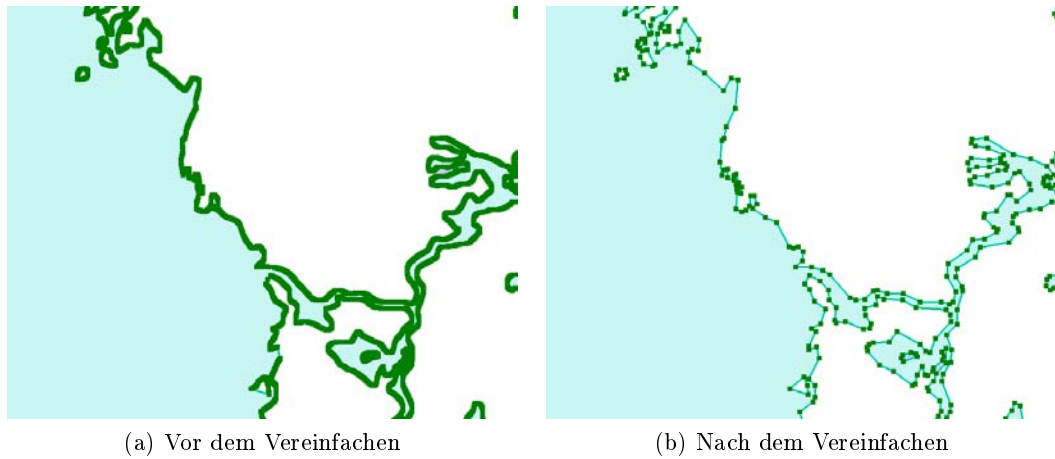


Abbildung 3.6.: Vereinfachung von Schichtausbissen aus der GÜK 300 durch Reduktion der Vertices.

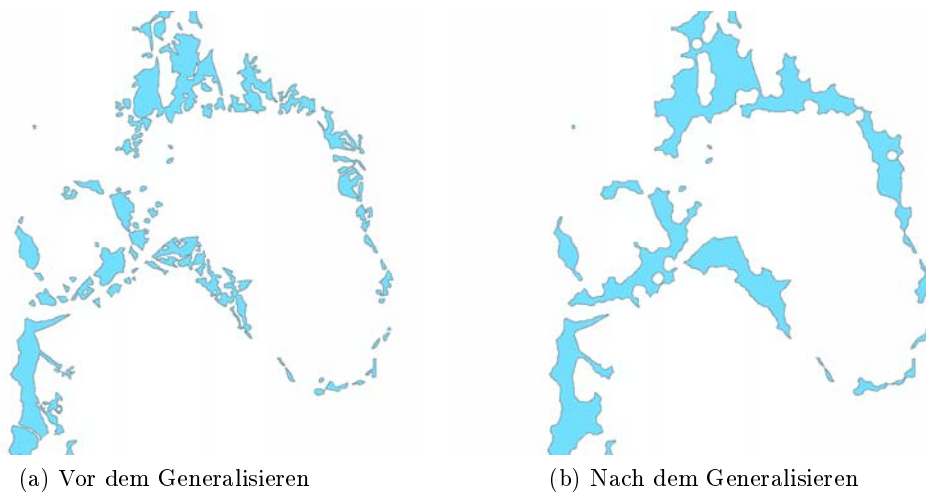


Abbildung 3.7.: Generalisierung von Schichtausbissen am Beispiel des Zechstein in der Region Kellerwald und Frankenberger Bucht.

die Höhengenaugkeit von der Geländestruktur ab und kann daher von maximal 20 % der Kachelgröße (= 5 m) bis zu 0,15 cm Genauigkeit schwanken.

Bei der Umsetzung in das GOCAD-Modell konnte diese hohe Auflösung, aufgrund der begrenzten Leistung der EDV Systeme, nicht beibehalten werden. Das Höhenmodell wurde daher mit gleichschenkligen Dreiecken von etwa 200 m Kantenlänge modelliert. Eingangsdaten, die sich auf die Geländeoberkante beziehen (z.B. Isolinienkarten mit Tiefen bezogen auf GOK) wurden stets durch die in GOCAD modellierte Fläche referenziert, während die Anpassung von Höhen in Bohrdaten durch den genaueren Rasterdatensatz der HVBG erfolgte.

3. Eingangsdaten und Methoden

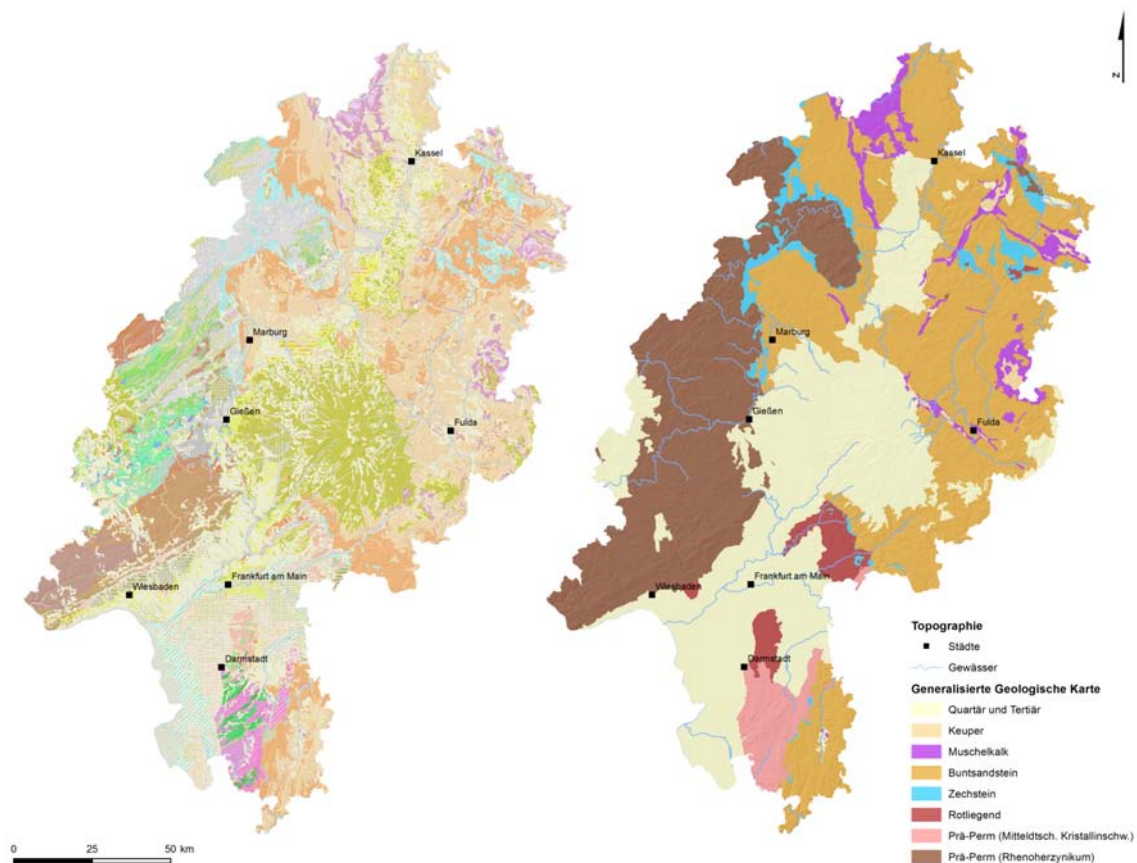


Abbildung 3.8.: Generalisierung der Geologischen Übersichtskarte Hessens (GÜK300, HLUG 2007a). Links: Ausgangsdatensatz der GÜK300 und rechts die überarbeitete an die Modelleinheiten angepasste Version.

3.1.2.3. Bohrdaten

Für die Modellierung wurden alle digital verfügbaren Bohrungen mit Teufen von mehr als 50 m aus der Hessischen Bohrdatenbank (HBDB) und der Kohlenwasserstoffbohrdatenbank (KWDB) des Landesamts für Bergbau, Energie und Geologie Niedersachsen (LBEG) mit Stand vom August 2010 genutzt. Insgesamt standen so mehr als 4150 Bohrungen in der Projektbohrdatenbank zur Verfügung (Abb. 3.9). Entsprechend der regional unterschiedlich intensiven Explorationstätigkeiten der Industrie sind Primärdaten (z.B. Bohrdaten oder seismische Daten) ungleich über Hessen verteilt. Die höchste Bohrdatendichte findet sich im Oberrheingraben und in den Gebieten des Kalibergbaus.

Innerhalb der KWDB sind Bohrlochabweichungsmessungen hinterlegt. Diese Daten erhöhen die Lagegenauigkeit der Bohrinformation teilweise deutlich. Sowohl KWDB als auch HBDB enthalten, aufgrund unterschiedlicher Interpretationen der angetroffenen Einheiten, Bohrungen mehrfach. Im Gegensatz zur HBDB enthält die KWDB als beschreibende Eigenschaft der verschiedenen Interpretationen einen Qualitätsindex. Dieser kann die Werte 0 (unbekannte Qualität), 1 (sehr gute Qualität) und 2 (fragliche Qualität) annehmen. Entsprechend dieser Wertung wurden stets die Interpretationen mit dem Wert 1 bzw. 0 den Interpretation von fraglicher Qualität vorgezogen. Generell unterscheiden sich die Interpretationen in beiden Datenbanken (für alle Bohrungen der KWDB mit Qualitätsindex 1

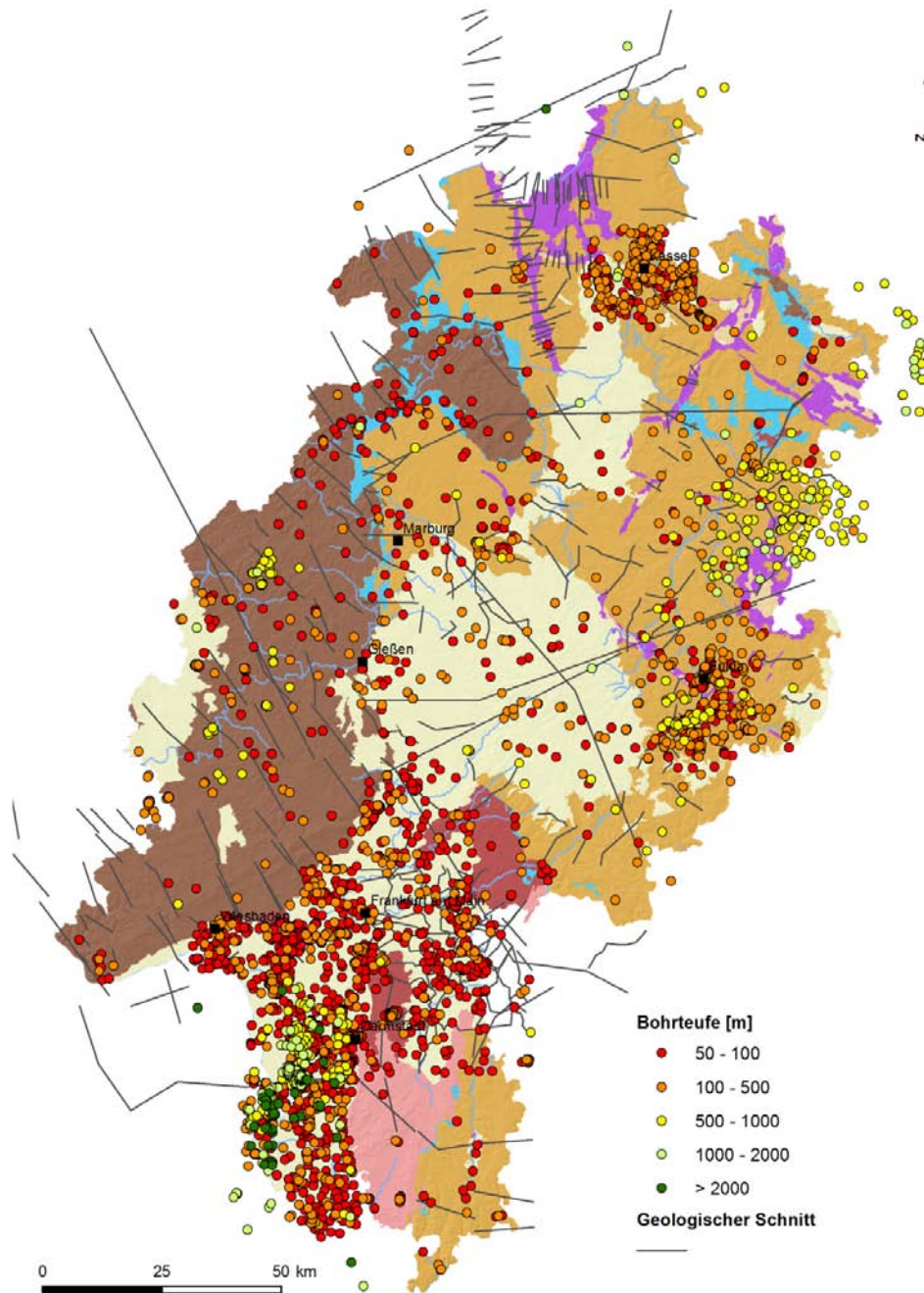


Abbildung 3.9.: Übersicht der Bohrlokationen aus der Hessischen und der Kohlenwasserstoffbohrdatenbank, sowie der geologischen Schnitte.

3. Eingangsdaten und Methoden

und 0) oftmals nur in stratigraphischen Stufen, während die Lage der hier modellierten stratigraphischen Grenzen (Systeme und Perioden) zumeist eindeutig sind. In der KWDB sind teilweise auch stratigraphische Horizonte vermerkt, die nicht erbohrt wurden, jedoch der Stratigraphie nach folgen müssten (Schichtlücken). Dies wird in der Datenbank durch einen Eintrag in der Schichtdatentabelle mit identischer Teufe wie die hangende Schicht dokumentiert, so dass „Nullmächtigkeiten“ resultieren. Diese Einträge wurden letztlich in GOCAD durch die bekannte Verbreitung der jeweiligen Einheit bereinigt.

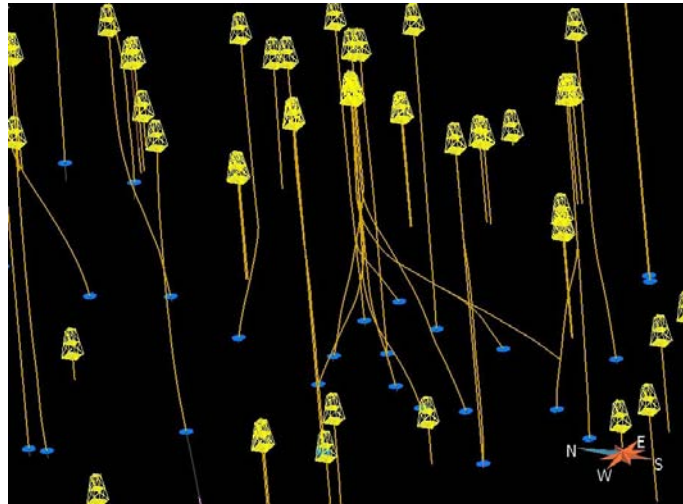


Abbildung 3.10.: Blick auf abgelenkte Bohrungen im Oberrheingebiet (blaue Marker am Top des Rotliegend). Die Berücksichtigung der Abweichungsdaten führt zu einer wesentlichen Verbesserung der Datendichte und Genauigkeit. Die Bohrlochabweichungsmessdaten werden bei der Konvertierung der Bohrdaten aus einer Datenbank in das GOCAD Format von dem Programm MyWell2GOCAD berücksichtigt.

Zur Aufbereitung, Filterung und Konvertierung der Bohrdaten wurde das Programm MyWell2GOCAD genutzt (Arndt 2010a). Durch die Verwendung eines hierarchischen Fremdschlüssels für die stratigraphische Bezeichnung ist es damit möglich, Bohrdaten in generalisierter Form aus der Projektbohrdatenbank nach GOCAD zu übertragen. Des Weiteren berücksichtigt das Programm Bohrlochabweichungsmessdaten, wie sie die Kohlenwasserstoffdatenbank zur Verfügung stellt (Abb. 3.10). Bei der Darstellung von Bohrungen mit Schichtdaten im 3D-Raum können grobe Fehler auch in umfangreichen Datensätzen relativ schnell identifiziert werden. Offensichtliche Fehler in der Digitalisierung können durch eine Nummerierung der Schichten visualisiert werden. So erhält jede Schicht einen Bezeichnungsprefix, der beschreibt, wie oft diese Schicht innerhalb dieser Bohrung bereits durchteuft wurde (z.B. 1_Buntsandstein). Hier sind die Bohrungen im Bereich des Vogelsbergs zu erwähnen, wo der Buntsandstein immer wieder durch tertiäre Vulkanite durchschlagen wird, was dazu führt, dass insbesondere die Einheit Quartär bis Tertiär und der Buntsandstein in vielen Bohrungen mehr als einmal durchteuft werden. Durch die Nummerierung ist jedoch leicht ersichtlich, dass nur die Marker „1_Buntsandstein“ die Oberkante der Schicht beschreiben. Eine Überprüfung jedes einzelnen Schichtprofils der Bohrdatenbank ist zwar wünschenswert, ist jedoch aufgrund der großen Bohrdatenanzahl zu zeitaufwändig und der vereinfachten stratigraphischen Gliederung nicht sinnvoll.

3.1.2.3.1. Projektbohrdatenbank

Die oben genannten Bohrdatenbanken (HBDB und KWDB) wurden in einer Projektbohrdatenbank zusammengeführt. Bei der Projektbohrdatenbank handelt es sich um eine MySQL-Datenbank. Die Struktur orientiert sich an der GeODin-Bohrdatenbankstruktur des Hessischen Aufschlussesdatentyps (vgl. Anhang F). Es wurden jedoch auch Strukturen der KW-Bohrdatenbank, wie z.B. die Bohrlochabweichung übernommen.

Für jede Bohrung existieren ein Datensatz in der Stammdatentabelle und beliebig viele Einträge in der Schichtdatentabelle. Dabei ist jede Bohrung in der Stammdaten- (*alles_stammdaten_zdhm*), Schichtdaten- (*alles_schichtdaten*) und Bohrlochabweichungsdattentabelle (*bohl_abw*) eindeutig durch die Kombination aus Projekt-ID (*PRJ_ID*) und Lokations-ID (*LOCID*) identifizierbar. Für die stratigraphische Bezeichnung wird eine hierarchisch aufgebaute Fremdschlüsseltabelle (*fremdstratiokt09_eid*) genutzt. Hier ist für jede Stratigraphie-ID eine Bezeichnung hinterlegt. Die Fremdschlüsseltabelle enthält sowohl die originale Bezeichnung der Stratigraphie, als auch die stratigraphische Bezeichnung in der „Projektauflösung“. So erhielten z.B. die Begriffe „Unterer Buntsandstein“ oder „Volpriehausen Folge“ in der Fremdschlüsseltabelle die Bezeichnung „Buntsandstein“. Eine weitere Tabelle enthält die Messdaten Tiefe, Neigung und Azimut, um die Bohrlochabweichung zu beschreiben. Damit jede Bohrung eine korrekte Höhe erhält, wurde für jede Bohrung in die Stammdatentabelle der Höhenwert aus dem Höhenmodell hinterlegt. In Abhängigkeit der Methode zur Höhenfindung des Bohransatzpunktes wurde bei geodätisch eingemessenen Höhen der angegebene Wert behalten, oder aber der Wert aus dem digitalen Höhenmodell (Kachelmaße 25 x 25 m) übernommen. So konnten auch Bohrungen mit fehlender oder ungenauer Höhenangabe genutzt werden.

Die bereits oben angesprochene Eigenheit der KWDB, dass auch Schichtlücken im Bohrprofil verzeichnet sind, wurde in die Projektdatenbank übernommen. Es ist wesentlich einfacher diese Bohreinträge im Modellierungsprogramm zu ignorieren, als diese in der Datenbank zu editieren.

3.1.2.3.2. Filterung der Bohrdaten

Aufgrund der großen Menge an Bohrdaten und insbesondere der Dopplungen in der Bohrdatenbank musste die Projektbohrdatenbank zunächst gefiltert werden. Dies wurde ebenfalls mit dem Programm MyWell2GOCAD realisiert. Dieses vergleicht jede Bohrung gegeneinander. Dafür stehen verschiedene Kriterien zur Verfügung. Das einfachste denkbare Kriterium zur Filterung von Dopplungen ist die Bohrbezeichnung. Es ist jedoch festzustellen, dass identische Bohrungen in der Hessischen Bohrdatenbank und der Kohlenwasserstoffbohrdatenbank teils unterschiedliche Bezeichnungen tragen. Ein weiteres Kriterium zur Identifikation von Dopplungen sind die Ansatzkoordinaten einer Bohrung. Hier war festzustellen, dass identische Bohrungen z.T. mit leicht unterschiedlichen Koordinaten versehen sind (unterschiedliche Dezimalstellenanzahl). Somit ist eine automatisierte Filterung anhand dieser Kriterien abschließend nicht, bzw. nur unzureichend, möglich. Aus diesem Grund wurden die Bohrdaten in zwei Schritten gefiltert. Zunächst anhand identischer Bohrbezeichnung und identischen Koordinaten mit einer lateralen Toleranz von 10 m. In einem zweiten Schritt ausschließlich anhand des Koordinatenkriteriums mit 10 m Toleranz. In beiden Fällen werden die identischen Bohrungen als Dopplung gruppiert dargestellt. Nach der Kontrolle dieser Dopplungen wurde dann im Einzelfall entschieden, welche der Bohrungen verworfen wurde. Viele der mehrfach interpretierten Bohrungen sind nur in den stratigraphischen Stufen unterschiedlich aufgenommen. Daher war es in den meisten Fäl-

3. Eingangsdaten und Methoden

len irrelevant, welche der Bohrungen verworfen wurde. Insgesamt wurden mehr als 300 Dopplungen entfernt.

3.1.2.4. Geologische Schnitte

Das Modell berücksichtigt 318 geologische Schnitte (Abb. 3.9). Der überwiegende Teil der Schnitte stammt aus den geologischen Kartenblättern Hessens in den Maßstäben 1:25.000 und 1:200.000, sowie den Schriftenreihen des HLUG (Geologische Abhandlungen Hessen, Geologisches Jahrbuch Hessen). Zunächst wurden die Schnitte gescannt und der genaue Verlauf in einem GIS erfasst. Mit diesen beiden Datensätzen wurden dann alle Schnitte auf einmal mit dem Programm MyXSec2GOCAD (Arndt 2010a; Anhang E) semiautomatisch zugeschnitten und georeferenziert. Im Gegensatz zum GOCAD-Plugin der Geological Toolbox (Le Carlier de Veslud et al. 2008) brauchen die Schnitte für MyXSec2GOCAD nicht genau zugeschnittenen sein. So kann eine große Anzahl von geologischen Schnitten schnell georeferenziert werden.

Danach werden die relevanten geologischen Horizonte und Störungen in GOCAD digitalisiert und zur Modellierung genutzt. Die Nutzbarkeit der geologischen Schnitte ist stark abhängig vom Maßstab und Autor des Schnitts. Wie bei allen Eingangsdatensätzen fand auch hier während des Modellierungsprozesses eine Interpretation und Wertung durch den Bearbeiter der Daten statt. Die Daten wurden entweder unverändert genutzt, generalisiert oder verworfen. Insbesondere die geologischen Schnitte der geologischen Karten 1:25.000 in den Nordhessischen Gräben sind sehr detailliert, so dass hier teilweise stark vereinfacht werden musste.

3.1.2.5. Isolinienkarten

Mit Isolinienkarten im Kontext geologischer 3D Modellierung sind meist Isopachenkarten oder Isobathen gemeint. Diese zeigen flächenhafte Daten mittels äquidistanten Linien gleicher Mächtigkeit oder Tiefenlage.

Diese Karten sind meist Interpretationen aus Bohrdaten und geben die regionale Kenntnisse der Autoren wider. Durch das Expertenwissen liefern sie somit einen wichtigen Datensatz für die Modellierung. Je nach Maßstab und Qualität der Karten lassen sich daraus bereits detaillierte Modelle entwickeln (vgl. Helms et al. 2010; Hese 2011). Mindestens liefern diese Daten aber die grobe Information zur Raumlage bestimmter Horizonte. Zur Evaluation der Qualität der Isolinien bietet sich der dreidimensionale Vergleich mit weiteren Eingangsdaten, z.B. Bohrdaten jüngerer Datums an. So können offensichtliche Fehler in älteren Isolinienkarten schnell identifiziert, oder aber die Relevanz bestimmter Teilgebiete davon im Vergleich mit jüngeren Bohrungen bekräftigt werden.

Nicht alle Isolinienkarten entsprechen genau den gewählten stratigraphischen Horizonten. Damit auch diese genutzt werden konnten, wurden grobe Mächtigkeitskarten dieser Schichten aus der Bohrdatenbank erstellt. Dafür konnten nur die Bohrungen genutzt werden, welche ausreichend detailliert aufgenommen wurden und somit über die Modelleinheiten und den jeweiligen Horizont des Isolinienplans verfügen. Die Mächtigkeit wurde dann in ArcGIS mittels des IDW Algorithmus (Inverse Distance Weighted) in die Fläche interpoliert. Anhand dieser Information konnten dann Isolinienpläne vertikal verschoben werden. Diese rein geostatistischen Interpolationen können jedoch aufgrund komplexer geologischer Strukturen mit starken Mächtigkeitsänderungen (z.B. Salzhang oder synsedimentäre Tektonik) Fehler aufweisen. Aus diesem Grund wurden die verschobenen Isolinien nur als grober Anhaltspunkt verwendet.

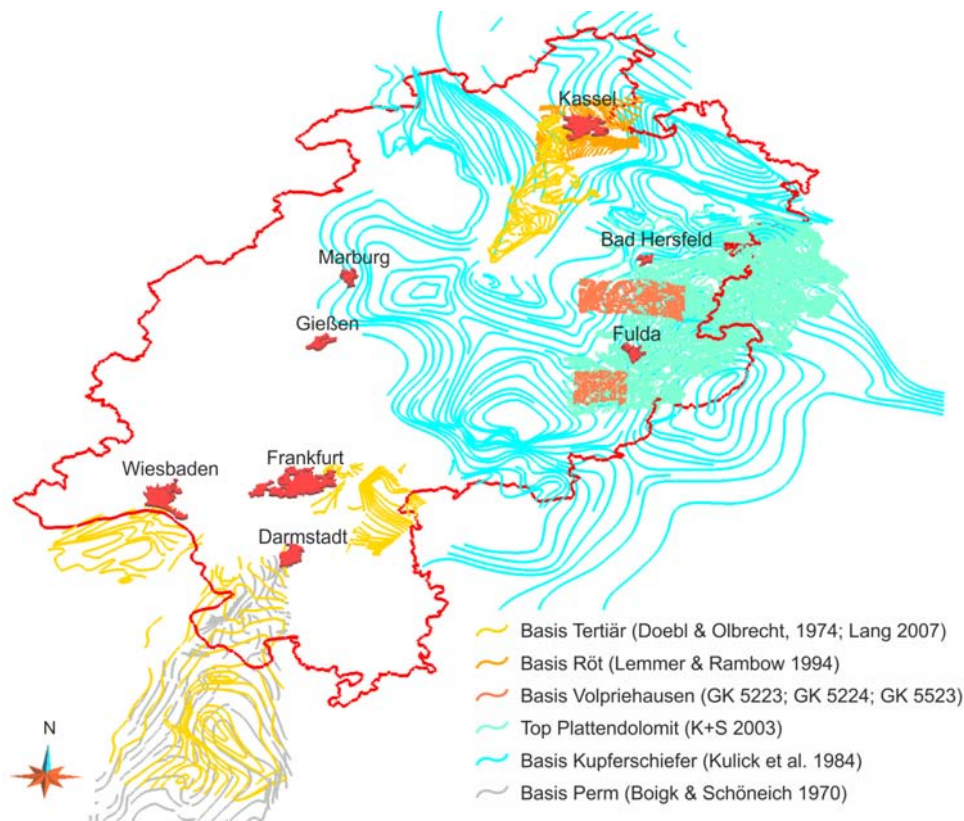


Abbildung 3.11.: Übersicht der verwendeten Tiefenlinienpläne. Eine genaue Beschreibung, welche Pläne für bestimmte Einheiten genutzt wurden, ist in Abschnitt 3.1.3 enthalten.

Störungen werden in Isolinienkarten meist als Linien dargestellt. Dies hat zur Folge, dass Störungen bei Tiefenlinienplänen i.d.R. als vertikal angenommen werden müssen, da oftmals auch bei bekannter Einfallrichtung und Einfallswinkel der betrachteten Störung nicht klar ist, ob sich die verzeichnete Raumlage der Störung auf die hangende oder liegende Scholle bezieht.

Isopachenkarten benötigen zur Ableitung von Tiefenlagen entweder die Raumlage der Ober- oder der Unterkante der betrachteten Schicht als Referenz. Hierbei ist zu beachten, dass sich Fehler in der Isopachenkarte und der Tiefenlage der Referenzschicht addieren und somit die resultierende Schicht mit doppelten Unsicherheiten belegt ist. Alle genutzten Isolinienkarten wurden mit ArcGIS digitalisiert und mit den auf der Karte verzeichneten Attributen versehen. Einen Überblick der verfügbaren Isolinien zeigt Abb. 3.11. Die genutzten Isolinien sind in Abschnitt 3.1.3 beschrieben.

3.1.2.6. Geophysikalische Daten

3.1.2.6.1. Seismik

Die räumliche Verteilung bisheriger seismischer Untersuchungen in Hessen wurde im Kartenserver CardoMap des LBEG Hannover (LBEG 2011) und im Archiv des HLUG recherchiert (Anhang A.3). Der Verlauf von vier weiteren 2D-Seismiklinien zwischen Wiesbaden und Frankfurt entlang des Südrandes des Taunus, welche im Mai 2011 noch nicht im Kartenserver des LBEG enthalten waren, wurden von der ESWE Versorgungs AG (ESWE

3. Eingangsdaten und Methoden

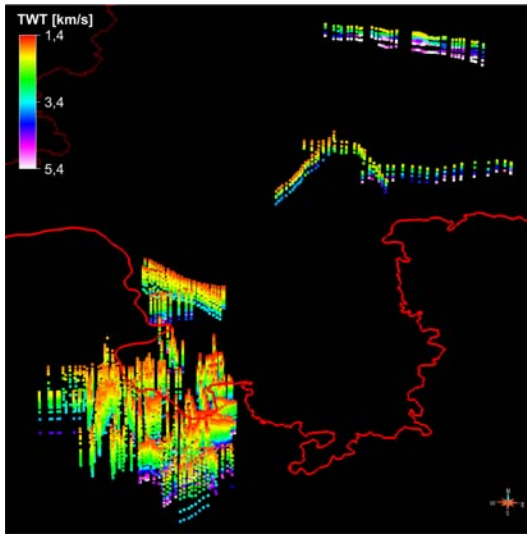
2011) veröffentlicht. Aus Blum et al. (1984) konnten zwei weitere interpretierte refraktionsseismische Untersuchungen in der Hessischen Senke östlich des Kellerwaldes recherchiert werden, die theoretisch direkt für das geologische Modell verwendet werden konnten. Diese liefern Informationen zur Tiefenlage der Zechsteinoberfläche, zeigen jedoch im Vergleich zur Isolinienkarte von Kulick et al. (1984) und jüngeren Bohrungen etwas zu große Tiefen und wurden somit verworfen. Weiterhin wurden die seismischen Profile, die im Rahmen des DEKORP Projektes, welche die Mohorovičić Diskontinuität in einer Tiefenlage von ungefähr 30 km als Zieltiefe hatten (Anderle et al. 1991; Behr & Heinrichs 1987; Brun et al. 1992; Korsch & Schafer 1991; Meissner & Bortfeld 1990; Oncken 1998; Wenzel et al. 1991), sowie in Derer et al. (2005) veröffentlichte Profile im Bereich des Oberrheingrabens in das Projekt integriert.

Die seismische Erkundungsdichte ist im Bereich des Oberrheingrabens mit 246 Linien sehr hoch. Dies ist vor allem auf Explorationsprojekte der Kohlenwasserstoffindustrie, die seit den 1950er Jahren durchgeführt wurden, zurückzuführen. Eine weitere Häufung findet sich in Nordosthessen, wo viele Messungen durch die Kali-Industrie durchgeführt wurden. Auch im Bereich des Vogelsberges und des Horloff-Grabens liegen acht Seismiklinien vor. Die Seismiklinien liegen teilweise nur als Metadaten (Lage der Linien, Eigentümer, Datum der Messung etc.) vor. Allerdings sind im Archiv des HUG für viele Linien die Fachdaten in gedruckter oder gescannter Version verfügbar. Jedoch sind die Erkundungstiefen vieler Linien insbesondere im Oberrheingraben meist relativ flach, da der Explorationsschwerpunkt hier auf den Schichten des Tertiärs lag. Dennoch lassen sich Informationen zu Modellhorizonten ableiten. So sind im Oberrheingraben die Struktur der tertiären Grabenfüllung und die Oberkante des Rotliegend sowie grabeninterne Störungen sichtbar. Die Topfläche des Grundgebirges ist jedoch in den Daten nicht aufgelöst.

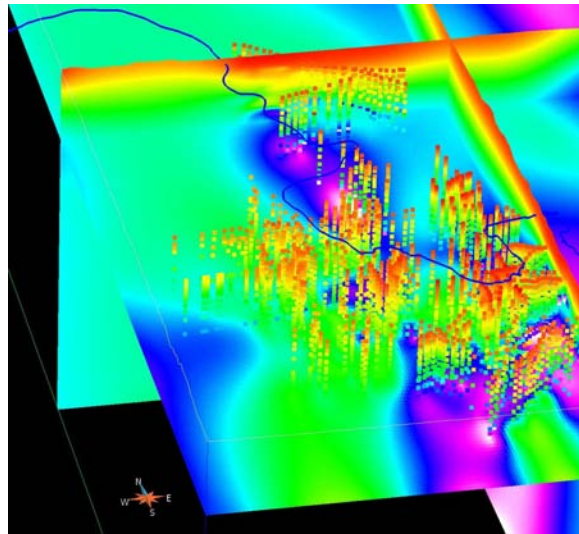
Die Scans der Seismik-Fachdaten waren nicht weiter interpretiert, und wurden wie geologische Schnitte mit dem Programm MyXsec2GOCAD bearbeitet. Im Gegensatz zu den geologischen Schnitten wurden die seismischen Profile in ein separates GOCAD Projekt überführt. Die Z-Achse dieses Projekts repräsentiert nicht metrische Tiefen, sondern die Zwei-Wege-Laufzeit, in welcher die Daten aufgrund des Prinzips der Messmethode vorliegen. Die Daten wurden zunächst im Zeitmodell interpretiert und digitalisiert. Für die Zeit-Tiefen-Migration wurde ein vereinfachtes raumfüllendes Modell der Wellenausbreitungsgeschwindigkeiten erstellt. Dazu wurden die auf den Plots verzeichneten Wellenausbreitungsgeschwindigkeiten genutzt (Abb. 3.12 a). Diese ist bei ca. 30 % der verfügbaren Profile angegeben. Auf Basis dieser Daten wurde dann mittels des GOCAD eigenen Interpolationsalgorithmus DSI ein Volumenmodell der Ausbreitungsgeschwindigkeiten berechnet (Abb. 3.12 b). Damit konnten dann digitalisierte Interpretationen der Seismikdaten in Teufen migriert werden. Die Genauigkeit dieser Migration wird in Abschnitt 5.1 diskutiert.

3.1.2.6.2. Magnetische Totalfeldanomalien und Gravimetrie

Zur Identifikation großräumiger tektonischer Strukturen und lithologischer Einheiten im tieferen Untergrund sind neben der Seismik auch weitere geophysikalische Methoden geeignet. Edel et al. (2007) beschreiben, dass sich insbesondere gravimetrische und magnetische Daten zur Charakterisierung des Grundgebirges unter mächtigem Deckgebirge gut eignen. Aktuelle Daten für Deutschland und Hessen sind die Kartenwerke von Gabriel & Vogel (2010) und Skiba & Gabriel (2010). Im Gegensatz zur Seismik können diese Daten jedoch keine absoluten teufenbezogene Werte zur direkten Modellierung liefern, sondern eher indirekte Daten. So fand auch die Karte der magnetischen Totalfeldanomalien von Gabriel & Vogel (2010) keine direkte Verwendung bei der Erstellung des geologischen Modells. Jedoch



(a) Punktueller Informationen zur Ausbreitungsgeschwindigkeit seismischer Wellen im Untergrund. Dargestellt sind Daten aus dem Oberrheingraben und aus dem Gebiet des Vogelsberges. Rot = langsame Ausbreitungsgeschwindigkeit; Weiß = schnelle Ausbreitungsgeschwindigkeit. Die hessische Landesgrenze ist als rote Linie dargestellt.



(b) Raumfüllendes Geschwindigkeitsmodell zur Zeit-Tiefen-Migration von seismischen Daten. Detailansicht des nördlichen Oberrheingrabens. Die Legende ist in Abb. 3.12 a dargestellt. Die blaue Linie ist die hessische Landesgrenze.

Abbildung 3.12.: Geschwindigkeitsmodell der Wellenausbreitung zur Zeit-Teufen Migration von Seismikinterpretationen.

sind diese Daten z.B. im Bereich des Oberrheingrabens interessant, da diese das SW-NE Streichen der geologischen Einheiten im Bereich des Odenwald ebenfalls abbilden (Abb. 3.13). Da sich dieses Streichen in der Karte von Gabriel & Vogel (2010) ungestört auch im Oberrheingraben fortsetzt, ist davon auszugehen, dass die Lithologien des Odenwalds im Streichen auch im westlich gelegenen Oberrheingraben entsprechen, was durch Aufschlüsse granitischer Gesteine in Annweiler (Rheinland Pfalz) bestätigt wird.

3. Eingangsdaten und Methoden

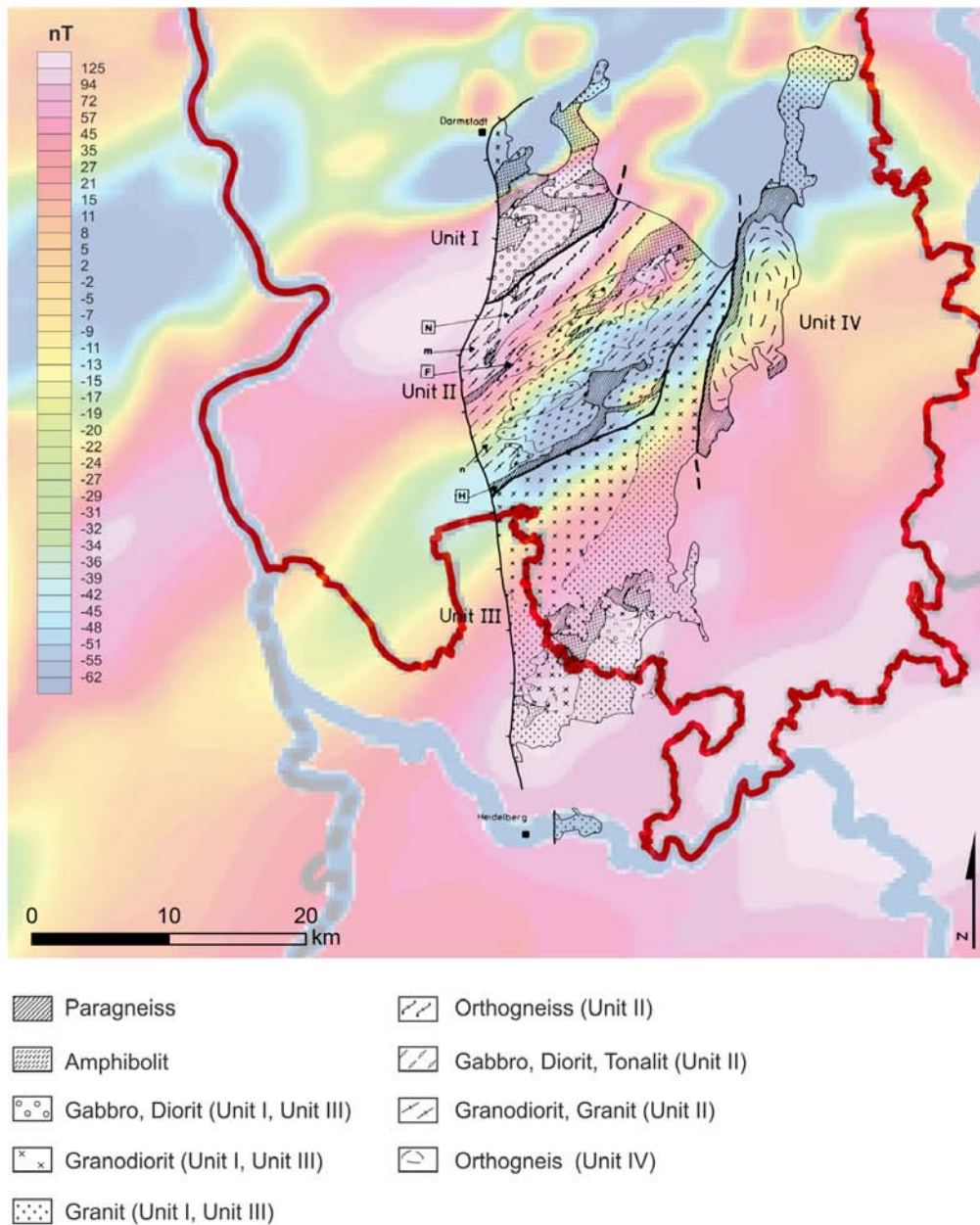


Abbildung 3.13.: Karte der magnetischen Totalfeldanomalien im Bereich des Odenwalds und des Oberrheingrabens (Sass & Hoppe 2011). Es wird deutlich, dass die SW - NE streichenden Strukturen des kristallinen Odenwaldes auch in der Magnetikmessung zu erkennen sind. Des Weiteren weisen die Anomalien darauf hin, dass sich die im Odenwald zu beobachtenden Gesteine auch unterhalb des Deckgebirges im Oberrheingraben fortsetzen (Magnetische Totalfeldanomalien aus Gabriel & Vogel 2010, Geologie des Odenwalds nach Nickel 1985 aus Krohe & Willner 1995).

3.1.3. Eingangsdaten der Modelleinheiten

Das geologische Modell basiert auf der Geologischen Übersichtskarte von Hessen im Maßstab 1:300 000 (HLUG 2007a). Weitere Eingangsdaten sind die bereits in Abschnitt 3.1.2 beschriebenen Bohrdaten, seismische Messungen, geologische Schnitte, Isolinienkarten aber auch geologische Blockbilder und weitere Daten aus der Literatur. Aufgrund der unterschiedlich intensiven Explorationstätigkeiten ist die Eingangsdatenlage zur Modellierung Hessens sehr heterogen, dies verdeutlicht auch Tab. 3.1. In diesem Abschnitt werden die Daten erwähnt, welche Eingang in das geologische Modell fanden.

Tabelle 3.1.: Anzahl der Bohrdatensätze in den jeweiligen Submodellen. MZ: Mainzer Becken; ORG: Oberrheingraben; ODW: Odenwald; NE: Hessen Nordost; RH: Schiefergebirge

Stratigraphische Einheit	MZ	ORG	ODW	HSS	NE	RH
Quartär und Tertiär	131	1673	440	188	959	282
Muschelkalk	0	0	2	0	47	0
Buntsandstein	0	3	21	1	771	2
Zechstein	0	0	7	0	238	35
Rotliegend	9	165	53	20	138	0
Prä-Perm	5	14	300	5	41	286

3.1.3.1. Prä-Perm

Insgesamt wurden die Schichten des Prä-Perm in 651 Bohrungen erbohrt, jedoch überwiegend in den Bereichen in denen die Einheit ohnehin oberflächennah ansteht oder ausbeißt (vgl. Anhang A.7). Somit sind neben den wenigen tiefen Bohrungen, Informationen zur Raumlage und Mächtigkeit der hangenden Formationen der wichtigste Eingangsdatensatz zur Modellierung des Prä-Perms.

Im Bereich des Oberrheingrabens ist die Tiefenlage des Prä-Perm durch Boigk & Schöneich (1970) und Boigk & Schöneich (1974) am Besten beschrieben. Die Autoren liefern darin sowohl Isobathen, als auch Isopachen für die Formationen im Hangenden. Eine Isopachenkarte für das Rotliegend liefert Falke (1969). Diese zeigt jedoch abgelagerte Mächtigkeiten. Es besteht hier also eine Unsicherheit, da nach Henk (1993) zumindest regional große Teile (bis zu 3 km im Saar-Nahe-Becken) später wieder erodiert wurden. Paläogeographische Karten des Prä-Perm liefern Ziegler (1990) und Sommer & Katzung (2006). Die Tiefenlage des Prä-Perm im Bereich des Mainzer Beckens ergibt sich wie im Oberrheingraben aus den Karten von Boigk & Schöneich (1970, 1974) und Falke (1969).

In der Hanau-Seligenstädter Senke wurden ebenfalls die o.g. Isopachenkarten genutzt. Zusätzlich konnte hier in Bereichen ohne Verbreitung des Buntsandstein und des Rotliegend auf jüngere Daten von Lang (2007) zurückgegriffen werden. Im Submodell Odenwald liegen außerhalb der Oberflächenausbisse keine Daten zur Tiefenlage des Prä-Perms vor. Hier wurde die Tiefenlage anhand der Paläogeographie hangender Einheiten und den z.T. aus Bohrungen außerhalb des Submodells bekannten Mächtigkeiten der hangenden Formationen abgeleitet (insb. Bohrung Grosswallstadt 6). Im Submodell des Rheinischen Schiefergebirges beißen die prä-permischen Schichten großflächig aus. Lediglich im Bereich des Westerwalds, der Idsteiner Senke, sowie der Korbacher Bucht sind die prä-permischen Ge-

3. Eingangsdaten und Methoden

steine von jüngeren Sedimenten überdeckt. Am Ostrand des Westerwalds konnten Bohrungen (Driedorf 2, TK 5315, Archiv-Nr. 0006; Brunnen Waldaubach 1, TK 5314, Archiv-Nr. 0008; Brunnen Waldaubach, TK 5315, Archiv-Nr. 0041) zur Modellierung genutzt werden. Im Zentrum des Vulkanitkomplexes existieren jedoch keine Angaben über die Mächtigkeit der überlagernden Sedimente, weshalb diese hier geschätzt werden musste. Im Bereich der Idsteiner Senke konnten grobe Angaben der quartären und tertiären Sedimente aus Bauer et al. (2010) entnommen werden. Im Bereich der Korbacher Bucht wurde die Tiefenlage aus den geologischen Schnitten der geologischen Kartenblätter im Maßstab 1: 25.000 herangezogen. Die Tiefenlage des Prä-Perms im Submodell Nordost Hessen ergibt sich in Bereichen ohne Rotliegendverbreitung aus Kulick et al. (1984). In Gebieten mit Rotliegendüberdeckung wurden zusätzlich die Rotliegend-Mächtigkeitskarten von Falke (1969) und Boigk & Schöneich (1974) zur Modellierung genutzt.

3.1.3.2. Rotliegend

Rotliegend beißt im Bereich des Sprendlinger Horsts (Submodell ODW), in der Nähe von Hofheim a.Ts. (Submodell MZ), im Richelsdorfer Aufbruch (Submodell NE, Nähe Sontra) sowie großflächig in der Wetterau (Region Nidderau, Gelnhausen) aus. Die grobe Verbreitung des Rotliegend im Untergrund erschließt sich gut aus den Paläogeographischen Karten von Ziegler (1990), wurde aber anhand von Daten aus Kulick et al. (1984), Lang (2007) und Müller (1996) ergänzt. Die Tiefenlage der Rotliegendoberfläche ist neben 385 Bohrdaten durch mehrere Isolinienkarten beschrieben. Die im Rahmen des Kupferschieferprojekts (Kulick et al. 1984) erstellte Isolinienkarte der Basis des Kupferschiefers entspricht im Submodell Hessen Nordost dem Top Rotliegend. Die Isolinien der Basis Tertiär in den Submodellen ORG und MZ von Doebl & Olbrecht (1974) entsprechen ebenfalls dem Top Rotliegend. Im Bereich des Submodells HSS konnte die Basis des Tertiärs von Lang (2007) in den Bereichen ohne känozoische Sedimentbedeckung zur Modellierung des Top Rotliegend genutzt werden.

3.1.3.3. Zechstein

Die Sedimente des Zechstein beißen heute an den Flanken der Hessischen Senke entlang der Frankenberger Bucht, des Kellerwaldes und der Korbacher Bucht aus. Weitere Ausbisse finden sich im Richelsdorfer Gebirge, sowie rund um den Werra-Grauwacken-Aufbruch, östlich der Wetterau und des kristallinen Odenwald. Die Verbreitung und Fazies des Zechstein lässt sich anhand der Paläogeographischen Karte von Ziegler (1990) und den in Abb. 2.10 dargestellten Schnitten von Kulick & Paul (1987) ableiten. Analog zum Rotliegend wurde die Verbreitung anhand von Daten aus der GÜK300 (HLUG 2007a) sowie Kowalczyk et al. (1978), Kulick et al. (1984) und Hug (2004) ergänzt. Im Submodell NE waren die Tiefenlinienkarten der Oberkante des Plattendolomits von K+S (2003) ein wichtiger Eingangsdatensatz, wenngleich diese Tiefenlinien nicht direkt dem modellierten Horizont entsprechen. Um diesen Datensatz dennoch nutzen zu können, wurde die Mächtigkeit der hangenden Schichten bis zur Oberkante des Zechstein aus den Bohrdaten extrahiert und daraus eine Mächtigkeitskarte interpoliert. Die so verschobenen Tiefenlinien wurden dann zur Modellierung herangezogen.

Die Paläogeographischen Karten des Zechstein (z.B. Boigk & Schöneich 1974; Ziegler 1990) zeigen eine geringmächtige Verbreitung auch innerhalb des Oberrheingrabens westlich der Odenwald Spessart Schwelle, sowie östlich davon innerhalb des Submodells ODW (Backhaus & Schwarz 2003; Hug & Vero 2008). Da sich diese randfaziellen Sedimente insbeson-

dere im Oberrheingraben nur schwer von den Sedimenten des Rotliegend unterscheiden lassen, ist in keiner der Bohrungen im Oberrheingraben Zechstein beschrieben. Aus diesem Grund wurde der Zechstein innerhalb des Oberrheingrabens nicht modelliert. Es ist davon auszugehen, dass die oberen Meter des modellierten Rotliegend dem Zechstein entsprechen. Im Gegensatz dazu wurde im Buntsandstein-Odenwald der Zechstein modelliert, da hier alle Bohrungen innerhalb des Buntsandstein enden und somit keine Bohrung den Zechstein erreicht. Die Mächtigkeit des Zechstein im Submodell ODW wurde anhand der Verbreitungsgrenze und außerhalb des Submodells liegenden Bohrungen (Aufschlussbohrung Grosswallstadt 6, TK 6120, Archiv-Nr. 0015) abgeschätzt.

3.1.3.4. Buntsandstein

In Hessen ist der Buntsandstein die Einheit mit der flächenmäßig größten Verbreitung an der Oberfläche. Die rezente Verbreitung des Buntsandstein lässt sich gut anhand der Oberflächenausbisse in der GÜK300 (HLUG 2007a) ermitteln. In den Bereichen in denen die Verbreitung des Buntsandstein nicht sofort ersichtlich ist, wurden weitere Daten hinzugezogen. So wurde die Verbreitung und Raumlage des Buntsandstein im Bereich der Hanau-Seligenstädter Senke von Lang (2007) abgeleitet. Im Oberrheingraben wird die Verbreitung des Buntsandstein zum einen anhand der Oberflächenausbisse an den östlichen und westlichen Grabenschultern angezeigt, sowie durch die Isopachenkarte von Boigk & Schöneich (1970) beschrieben. Anhand dieser Karte und der Fläche Top Rotliegend konnte dann die Raumlage des Buntsandstein modelliert werden. In den Bereichen der Niederhessischen Senke in welchen der Buntsandstein mit tertiären Sedimenten überlagert ist, liefert die Tertiärbasis-Karte von Rambow (1969) wertvolle Informationen. Im Raum Kassel lassen sich Informationen aus der Karte zur Rötbasis von Lemmer & Rambow (1994) ableiten. Lediglich im Bereich des Vogelsbergs besteht Unsicherheit über die rezente Verbreitung und Tiefenlage des Buntsandstein. Hier konnte die Raumlage nur anhand weniger geologischer Schnitte sowie der Karte der tertiären Basaltbasis von Ehrenberg & Hickethier (1985) ermittelt werden. In den Bohrungen im Zentrum des Vulkanitkomplexes sind lediglich die tertiären Basalte des Vogelsberg dokumentiert. Die Daten von Ehrenberg & Hickethier (1985) zur Basaltbasis des Vogelsberg enthalten zwar Störungen, jedoch ist deren Orientierung offensichtlich losgelöst von den in Hessen vorherrschenden tektonischen Strukturen. Die Verbreitung des Buntsandstein musste aufgrund fehlender Daten im Bereich des südwestlichen Vogelsbergs anhand der nordwestlichen und südöstlichen Buntsandstein-Ausbisse geschätzt werden. Im Bereich des Ostrands des Rheinischen Schiefergebirges (Fritzlarer Graben) und dem Kassler Graben konnte die Höhenlage des Buntsandstein gut anhand von geologischen Schnitten aus Meiburg (1982) abgeleitet werden.

3.1.3.5. Muschelkalk

Der Muschelkalk ist in Hessen zumeist in den saxonischen Gräben und den großen Muldenstrukturen erhalten geblieben (Eiterfelder Mulde). Dort ist er nur kleinräumig von jüngeren Sedimenten überdeckt. Die in Hessen geringmächtigen Abfolgen des Keuper und Jura wurden zur Vereinfachung der Modellierung dem Muschelkalk zugeschlagen. Da diese Einheiten überwiegend an der Oberfläche ausbeissen, ergibt sich die Raumlage dieser Einheit zumeist aus dem digitalen Höhenmodell. Lediglich unterhalb der Basalte im Vogelsberg ist Muschelkalk in Teilen erhalten geblieben (Ehrenberg & Hickethier 1985; HLUG 2007a). Die wenigen verfügbaren Daten aus dieser Quelle wurden hier für die Modellierung der Raumlage des Muschelkalk in diesem Bereich genutzt.

3. Eingangsdaten und Methoden

3.1.3.6. Tertiär bis Quartär

Die Verbreitung des Quartär und des Tertiär wurde der Geologischen Übersichtskarte Hessen GÜK300 (HLUG 2007a) entnommen. Diese wurde generalisiert, indem beispielsweise die Talalluvionen innerhalb des Schiefergebirges entfernt und komplizierte Ausbissstrukturen vereinfacht wurden. Die Raumlage des Horizonts ergibt sich dann immer aus dem Höhenmodell.

3.1.3.7. Störungen

Zur Modellierung des Störungssystems standen flächendeckend die Datensätze aus den Geologischen Karten von Hessen im Maßstab 1:25 000 (GK25), 1:300 000 (GÜK300; HLUG 2007a), sowie die Tektonische Karte der Bundesrepublik Deutschland (TK1000) von Zitzmann (1981) zur Verfügung. Ein Ausschnitt der Daten unterschiedlicher Maßstäbe aus dem Bereich der Frankfurter Bucht über den Kellerwald bis zur Korbacher Bucht ist in Abb. 3.14 dargestellt.

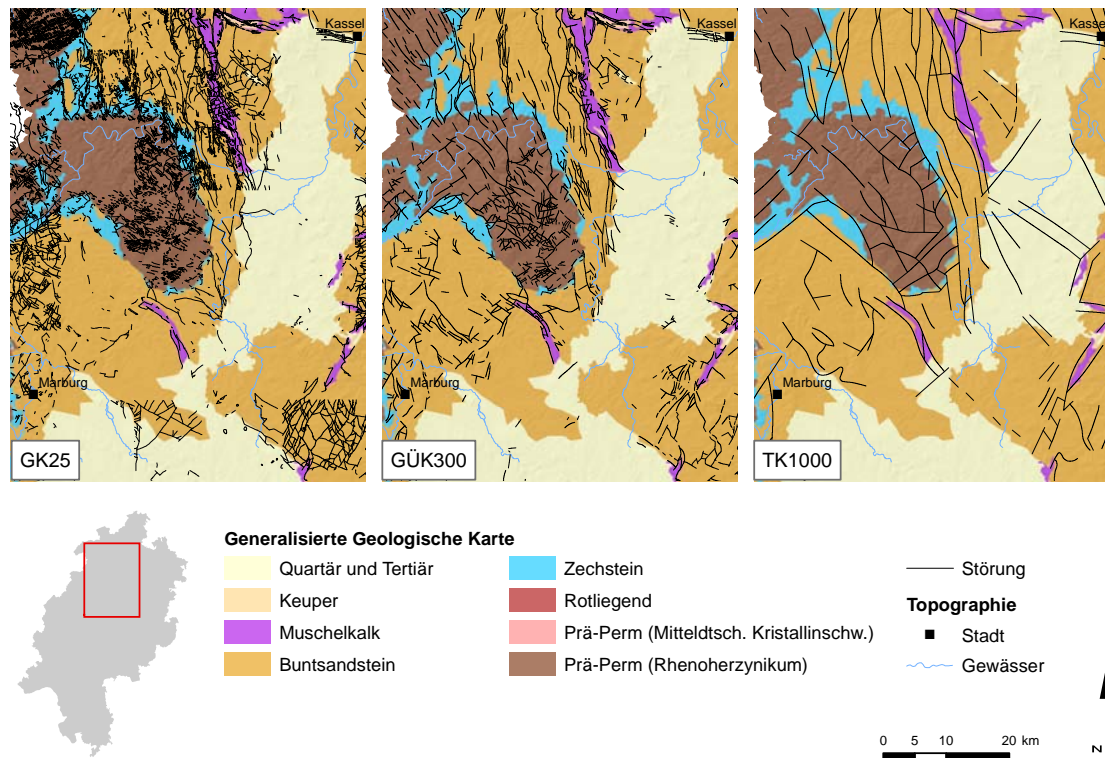


Abbildung 3.14.: Störungen unterschiedlicher Autoren und Maßstäben. GK25: Geologische Karte 1:25 000; GÜK300: Geologische Übersichtskarte 1:300 000 (HLUG 2007a); TK1000: Tektonische Karte 1:1 000 000 (Zitzmann 1981)

Die Störungsdichte in den Daten der GK25 variiert innerhalb von geologischen Strukturräumen stark. Offenbar ist sie von den Bearbeitern des jeweiligen Kartenblatts abhängig, während diese bei der GÜK300 schon homogener ist. Da es sich bei der GÜK300 um eine unabgedeckte geologische Karte handelt, fehlen hier in den Bereichen der quartären und tertiären Sedimentüberdeckung z.B. in der Hessischen Senke einige Störungen. Die TK1000

(Zitzmann 1981) bietet hier zusätzliche Informationen und zeigt generell ein vereinfachtes Bild der tektonischen Strukturen. Diese Karte fasst die Störungen gut zusammen und entspricht somit dem Detaillierungsgrad des Modells sehr gut. Daher erfolgte die Auswahl der Störungen anhand dieses Datensatzes. Da der Störungsverlauf in der TK1000 in den meisten Fällen gut mit dem der GÜK300 übereinstimmt, wurde dann der Oberflächenausschnitt soweit vorhanden von der GÜK300 verwendet, zumal der Oberflächenausschnitt von der GÜK300 abgeleitet wurde (vgl. Abb. 3.8). Insbesondere im Mainzer Becken und dem Oberrheingraben wurden zusätzlich Daten von Anderle (1974) und Derer (2003) zur Modellierung des Störungsverlaufs hinzugezogen.

3.1.4. 3D Volumengrids

Die modellierten Horizonte sind durch triangulierte Punkte definiert und entlang von Störungen geschnitten. Es handelt sich also um zweidimensionale Flächenobjekte im 3D-Raum. Da die Gesteinseigenschaften jedoch innerhalb des 3D-Raums variieren, ist es nötig die geologischen Körper auch mit 3D-Objekten darzustellen. Dafür bietet GOCAD die Objekte des Stratigraphischen Gitters (SGrid) und des Voxets. Beide Objekte basieren auf Zellen, denen Attribute zugeordnet werden können. Während ein Voxet durch ein regelmäßiges Gitter aufgebaut wird, können sich die Zellen eines SGrid der modellierten Geometrie der Horizonte anpassen und entlang von Störungen geschnitten werden. Durch eine geeignet hohe Anzahl an Zellen sind diese Grid-Objekte gut dazu geeignet, um beispielsweise auch Anisotropien von Eigenschaften innerhalb eines Homogenkörpers zu modellieren. Da die Struktur der geologischen Homogenkörper mit dem SGrid sehr gut abgebildet werden können und es zudem möglich ist Störungen zu integrieren, wurden SGrids für die Modellierung genutzt.

Zur Modellierung der SGrids wird zunächst die Ober- und Unterkante der zu betrachteten Einheit benötigt (Abb. 3.15 A). Da Störungen berücksichtigt werden sollen, sind in einem zweiten Schritt jeweils für die Ober- und Unterkante der Einheit getrennt, die durch eine Störung in Hoch- und Tiefscholle getrennten Flächenränder mit sog. *Vectorial Links* zuzuordnen (Abb. 3.15B und C). Darauf folgend werden die Ober- und Unterkanten der Einheit assoziiert (Abb. 3.15D). Darauf aufbauend werden sogenannte *Pillars* erstellt (Abb. 3.15E). Entlang dieser *Pillars* orientieren sich die Zellen des SGrids. Daher ist hier auf einen parallelen Verlauf der *Pillars* zu achten, da sonst später Artefakte in dem SGrid entstehen. Das so erstellte SGrid passt sich dem Top und der Basis der Einheit an und enthält auch die Störungen (Abb. 3.15F).

Für die Erstellung des Grids sind unterschiedliche Anordnungen der Zellen denkbar (Abb. 3.16). In Abhängigkeit der späteren Anwendung (z.B. Volumenberechnung, Modellierung der Reservoirgesteinsphysik, Strömungsmodellierung, etc.) sind diese Anordnungen unterschiedlich sinnvoll. Generell sollten formationsinterne Strukturen durch die Anordnung der Zellen abgebildet werden, sofern dies möglich ist (Deutsch 2002). Hier wurde die Anordnung der Zellen gewählt, wie in Abb. 3.16 A dargestellt, da so Artefakte weitestgehend vermieden werden konnten und es für die Potenzialbetrachtung unerheblich war, ob die Zellvolumina variieren. Die Anordnung in Abb. 3.16 B eignet sich z.B. für die Strömungsmodellierung mit Programmen, welche für jede Einheit eine Verbreitung im gesamten Modellgebiet annehmen, oder annehmen müssen (z.B. Feflow).

Nachdem die Geometrie der Homogenkörper modelliert ist, können die Zellen dieser Objekte mit geologischen Informationen belegt werden.

3. Eingangsdaten und Methoden

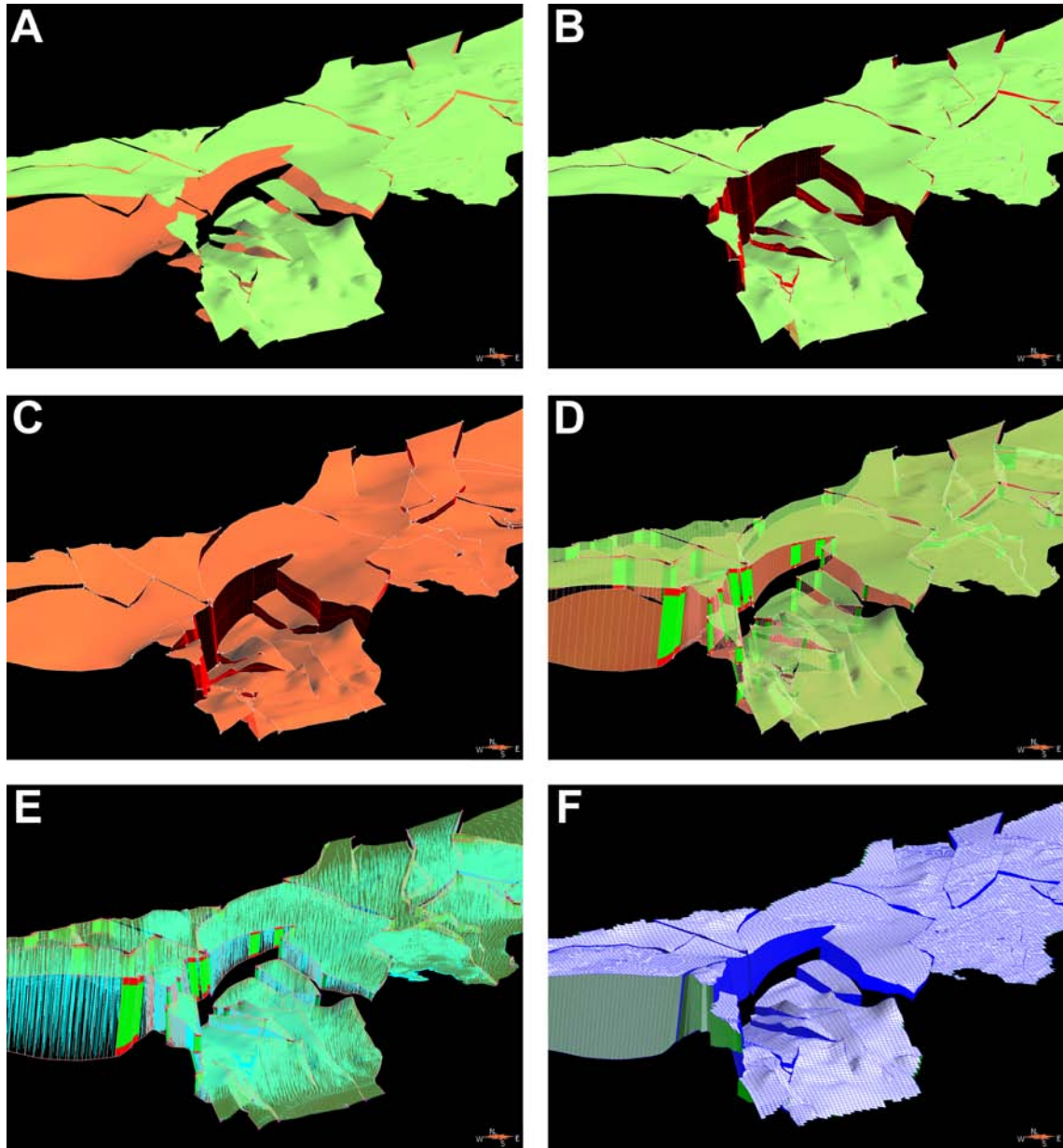


Abbildung 3.15.: Schritte zur Erstellung von SGrids am Beispiel des Rotliegend-Formationsgrids (Erläuterungen im Kap. 3.1.4).

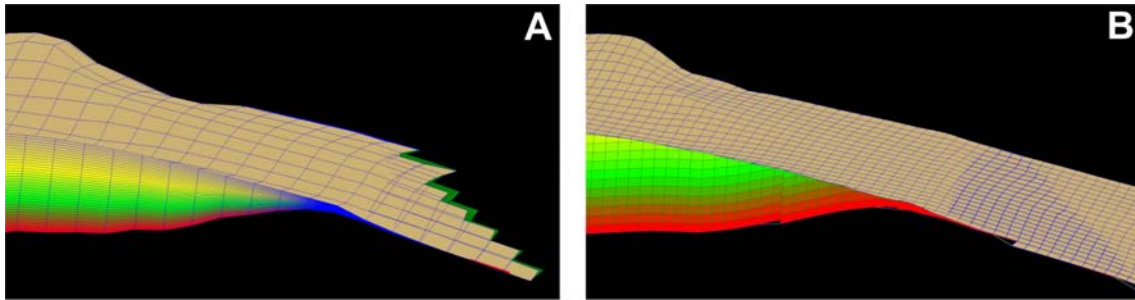


Abbildung 3.16.: Unterschiedliche Anordnung der Zellen in SGrids. Als *Property* ist die w-Koordinate des Objektkoordinatensystems dargestellt.

Analog zur Modellierung der geologischen Struktur liegen die Daten zur Attributierung dieser Objekte i.d.R. in unterschiedlicher Form vor (Bohrkerndaten, Bohrlochlogs, Ableitungen aus seismischen Daten, Pumptests, sedimentologische und stratigraphische Interpretationen des Reservoirs). GOCAD bietet interpolative Methoden (DSI, Kriging) und Simulationen zur Berechnung der Gridattribute basierend auf Punktdaten an. Eine weitere Methode um Grids zu attributieren ist der *Properties Script Editor*. Hier kann eine Eigenschaft mit Hilfe von einfachen Skripten zugewiesen werden. Diese kann im einfachsten Fall einen über das gesamte Grid konstanten Wert, oder aus bereits vergebenen Parametern (z.B. X, Y, Z, Tiefe, Zellvolumen, etc.) berechnet werden (vgl. Sass & Hoppe 2011, Kapitel 4.4.2 und Anhang E3). Durch die Angabe von zusätzlichen Parametern, wie z.B. die Standardabweichung kann die mit den Parametern verbundene Unsicherheit beschrieben und später berücksichtigt werden (siehe auch Abschnitt 3.3.3).

3.2. Temperaturmodell

Die Temperaturen im Untergrund sind ein entscheidender Faktor zur Evaluierung von tief-liegenden Geopotenzialen. In diesem Abschnitt werden die Eingangsdaten und die Methode zur Modellierung des Temperaturmodells erläutert.

3.2.1. Eingangsdaten

Der Großteil der zur Verfügung stehenden Temperaturdaten entstammen dem Geophysikalischen Informationssystem (FIS-Geophysik, Kühne et al. 2003) des Leibniz-Instituts für Angewandte Geophysik (LIAG). Zudem wurden die Temperaturdaten der KW-Bohrdatenbank und Daten aus dem Archiv des HLUG aus Bohrungen mit Teufen von mehr als 150 m verwendet. Die Daten wurden dann auf Dopplungen gefiltert und in eine einheitliche, der Datenstruktur der Datenbank des FIS-Geophysik entsprechend, überführt (Bär 2012).

Die Temperaturdaten wurden auf unterschiedliche Weise gewonnen. Es handelt sich dabei um gestörte und ungestörte Temperaturlogs, Fördertests, Lagerstättentemperaturen und Bottom-Hole-Temperaturen (BHT). Ungestörte Temperaturlogs und die meist über einen langen Zeitraum kontinuierlich in einer Förderbohrung erhobenen Lagerstättentemperaturen beschreiben die Untergrundtemperaturen am besten. BHT werden zumeist unmittelbar nach dem Einstellen der Bohrungsarbeiten im Bohrlochtiefsten gemessen. Durch die kurze Standzeit nach der Bohrung weisen diese Daten oft eine Abweichung zur realen Untergrundtemperatur auf. Die Daten können jedoch in Abhängigkeit der zur Verfügung stehenden Anzahl an Messungen einer Bohrung und weiteren zusätzlichen Daten (Standzeit nach Bohrende, Spüldauer) korrigiert werden (Schulz et al. 2009). Nach Schulz et al. (2009) weisen diese korrigierten Daten immer noch Fehler von ± 5 K auf. Die Temperaturdaten wurden zur Beschreibung ihrer Qualität mit einem Index nach Clauser et al. (2002) versehen (Tab. 3.2).

Insgesamt standen 2029 Punktdatensätze zur Verfügung. Um Artefakte an der Oberfläche zu vermeiden, wurden nur Temperaturdaten mit Teufen größer als 150 m zur Modellierung herangezogen. Somit decken die Temperaturdaten einen Tiefenbereich von 150 bis 3061 m unter Geländeoberkante ab. Die höchste Datendichte findet sich im Bereich des Oberrheingrabens, während insbesondere in den nordhessischen Gebieten die Datendichte abnimmt (Abb. 3.17).

Zur Bestimmung der räumlichen Korrelation der Temperaturmessdaten wurden Semivariogramme in horizontaler und in vertikaler Richtung erstellt (Abb. 3.19). Variogramme zeigen in Abhängigkeit des Abstands die Hälfte der Varianz der Differenzen aller möglichen Wertepaare einer Abstandsklasse aus den vorliegenden Daten (Marinoni 2002).

Zur Erstellung der Variogramme wurden ausschließlich ungestörte Temperaturlogs genutzt, die unter der Annahme eines geothermischen Gradienten von 3 K pro 100 m und einer durchschnittlichen Jahresmitteltemperatur von 10 °C trendbereinigt wurden. Wurden Daten aus Fördertests oder Bottom-Hole-Messungen hinzugezogen, konnten keine aussagekräftige Variogramme berechnet werden. Außerdem konnten nur Variogramme für den Bereich des Oberrheingrabens berechnet werden (frdl. mdl. Mitt. Rühaak 2011). Diese zeigen in horizontaler Richtung bis zu einer Entfernung von etwa 30 km eine Korrelation, sowie in vertikaler Richtung bis zu 150 m eine Korrelation.

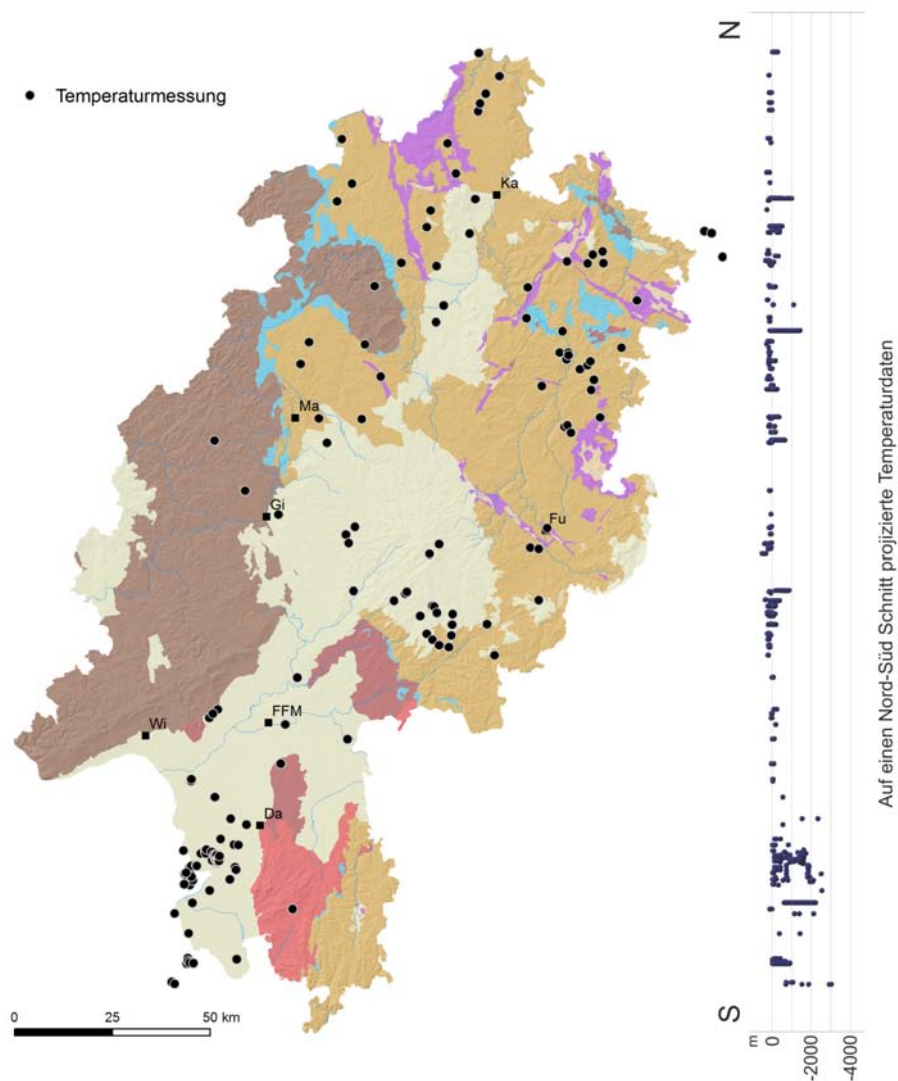


Abbildung 3.17.: Verteilung der Temperaturdaten in der Aufsicht (links) und auf einen S-N Schnitt projiziert (rechts). Im Bereich des Oberrheingrabens liegen bei einer hohen Datendichte auch die tiefsten Messungen vor.

Da belastbare Variogramme nur mit Temperaturdaten des Qualitätsindex von 1 erstellt werden konnten, wurden letztlich nur Daten mit einem Qualitätsindex von mindestens 0.63 verwendet (vgl. Tab. 3.2 und Abb. 3.18).

3.2.2. Modellierungsmethodik

Um tiefliegende Geopotenziale (insbesondere geothermische Potenziale) ermitteln zu können, ist eine Abschätzung der Untergrundtemperaturen für das gesamte Land Hessen nötig. Da die Abstände der Temperaturdaten in Teilen größer sind als die in den Variogrammen ermittelten Korrelationsabstände, ist ein reiner Interpolationsansatz zur Erstellung des Temperaturmodells (vgl. Agemar 2009) mit den zur Verfügung stehenden Daten flächendeckend nicht bzw. nur bedingt geeignet. Numerische Ansätze (Cloetingh et al. 2010; Förster & Förster 2000; Mottaghy et al. 2010) erschienen ebenfalls als nicht durchführbar,

3. Eingangsdaten und Methoden

Tabelle 3.2.: Wichtung der Qualität der Temperaturdaten (Clauser et al. 2002)

Wichtungsfaktor	Beschreibung
1.0	Ungestörter Temperaturlog
0.7	Fördertest (Lagerstättentemperatur)
0.7	BHT mit mindestens 3 Temperaturmessungen zu unterschiedlichen Zeiten in gleicher Teufe; korrigiert mit dem Explosionszylinderquellenansatz nach Leblanc et al. (1982)
0.63	BHT mit mindestens 3 Temperaturmessungen zu unterschiedlichen Zeiten in gleicher Teufe; korrigiert mit der Horner-plot Methode (Horner 1951)
0.63	BHT mit mindestens 2 Temperaturmessungen zu unterschiedlichen Zeiten in gleicher Teufe; korrigiert mit dem Explosionslinienquellenansatz nach Lachenbruch & Brewer (1959)
0.35	BHT mit einer Temperaturmessung, bekanntem Bohrradius und bekannter Standzeit seit Ende der Bohrarbeiten
0.35	BHT mit einer Temperaturmessung und bekannter Standzeit seit Ende der Bohrarbeiten
0.2	Gestörter Temperaturlog
0.14	BHT mit einer Temperaturmessung und bekanntem Bohrradius
0.14	BHT mit einer Temperaturmessung, Bohrradius und Standzeit sind unbekannt

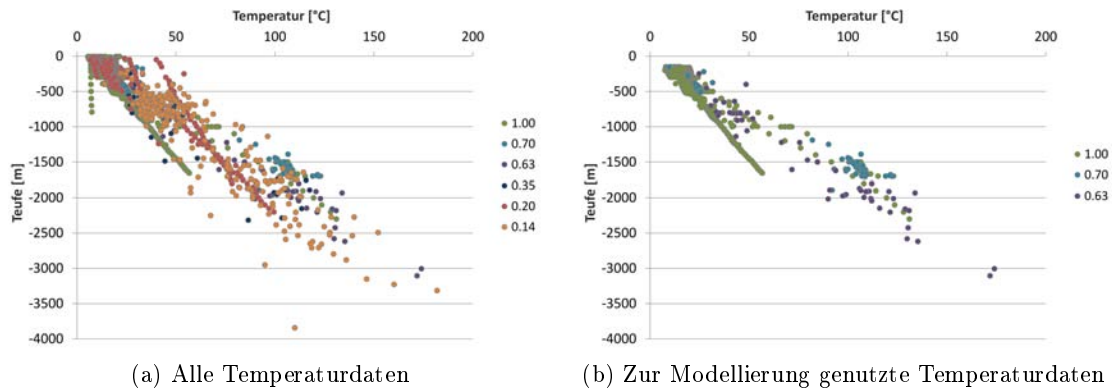


Abbildung 3.18.: Temperaturdaten aufgetragen im Temperatur-Tiefen Diagramm. Der Qualitätsindex aus Tab. 3.2 ist farblich codiert.

da entscheidende Eingangsdaten, z.B. zur radiogenen Wärmeproduktion, auch aufgrund ungenauer flächendeckender Kenntnis zur Petrographie des Prä-Perm nicht vorlagen (vgl. Kap. 5.2).

Letztlich wurde eine Kombination aus Interpolation und geologischem *a priori* Wissen gewählt. So zeigen die o.g. Temperaturdaten als auch Literaturdaten (z.B. Hurter & Schell-schmidt 2003; Werner 1970; Werner & Doebl 1974) im Bereich des Oberrheingrabens eine

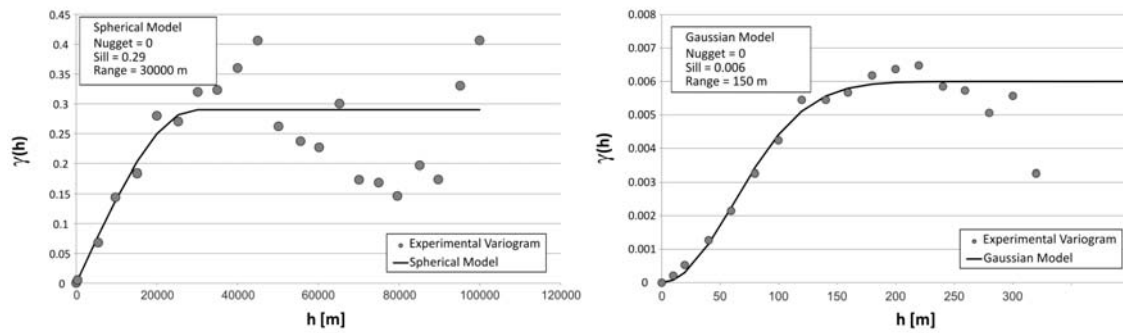


Abbildung 3.19.: Variogramme aus ungestörten Temperaturlogs im Bereich des Oberrheingrabens. Links in horizontaler Richtung und rechts in vertikaler Richtung. (Rühaak, in Arndt et al. 2011).

positive geothermale Anomalie. Diese korreliert mit einer lokalen Hochlage der Mohorovičić Diskontinuität (z.B. Dèzes & Ziegler 2001; Grad et al. 2009; Prodehl et al. 1992). Wird ein konstanter Wärmeimpuls an der Kruste-Mantel Grenze angenommen, lässt sich eine Beziehung zwischen Gradient und Mohorovičić Tiefenlage ableiten. Daher wurde für das Temperaturmodell von Hessen ein räumlich variabler geothermischer Gradient aus der Tiefenlage der Mohorovičić Diskontinuität nach Dèzes & Ziegler (2001) empirisch abgeleitet und mit einem Polynom dritter Ordnung mathematisch beschrieben (Abb. 3.20). Das Regressionspolynom ist gültig für alle Tiefenlagen (Z) der Mohorovičić Diskontinuität zwischen -32.000 und -23.000 Meter. Für die tiefsten Bereiche der Mohorovičić Diskontinuität wurde ein geothermischer Gradient von 2.4 K pro 100 m, für die höchsten Bereiche 4 K pro 100 m angenommen. Diese empirischen Werte liegen nah am Median der geothermischen Gradienten der Temperaturmessungen innerhalb (hohe Gradienten) und außerhalb (niedrigere Gradienten) des Oberrheingrabens.

Die Daten von Dèzes & Ziegler (2001) wurden genutzt, da diese die Mohorovičić Diskontinuität auf kontinentalem Maßstab abbilden und sich somit keine Sprünge in den abgeleiteten Gradienten ergeben.

Mittels den regionalisierten geothermischen Gradienten ($\text{grad } T$), der Tiefe (d) und der Jahresdurchschnittstemperatur des Deutschen Wetterdiensts kann dann ein erstes „Moho-temperaturmodell“ mit Gl. 3.1 berechnet werden.

$$T = T_{\text{Jahresmittel}} + \text{grad } T * d \quad (\text{Gl. 3.1})$$

Der Vergleich der Temperaturdaten mit dem „Mohotemperaturmodell“ zeigt, dass die Temperaturdaten außerhalb des Submodells Oberrhein graben relativ gut mit den berechneten Werten übereinstimmen (Abb. 3.21). Die maximale Abweichung zu den gemessenen Daten liegt hier bei etwa ± 9 K. Im Submodell Oberrhein graben entsprechen die berechneten Temperaturen den gemessenen nicht so gut. Hier ergeben sich Abweichungen von -15 bis +52 K (Abb. 3.22). Dies ist geologisch mit der Mischung aus konduktiven und konvektiven Wärmetransport in diesem tektonisch stark beanspruchten Gebiet zu erklären (Clauser & Villingner 1990), während die Temperaturmessungen außerhalb des Oberrhein grabens einen überwiegend konduktiv dominierten Wärmetransport widerspiegeln.

Aufgrund der großen Abweichung des „Moho-Temperaturmodells“ im Bereich des Oberrhein grabens wurden die vorliegenden Temperaturdaten in diesem Bereich interpolativ

3. Eingangsdaten und Methoden

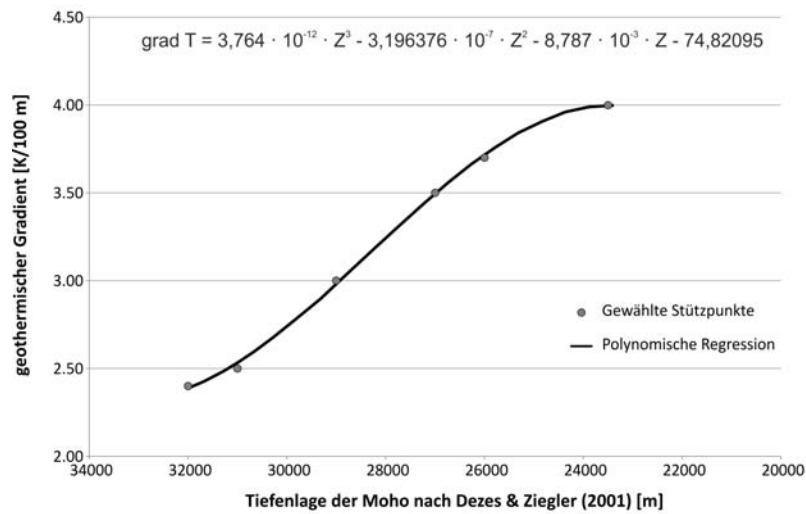


Abbildung 3.20.: Regressionspolynom durch die iterativ ermittelten Stützpunkte zur Bestimmung des geothermischen Gradienten anhand der Mohorovičić Diskontinuität nach Dèzes & Ziegler (2001).

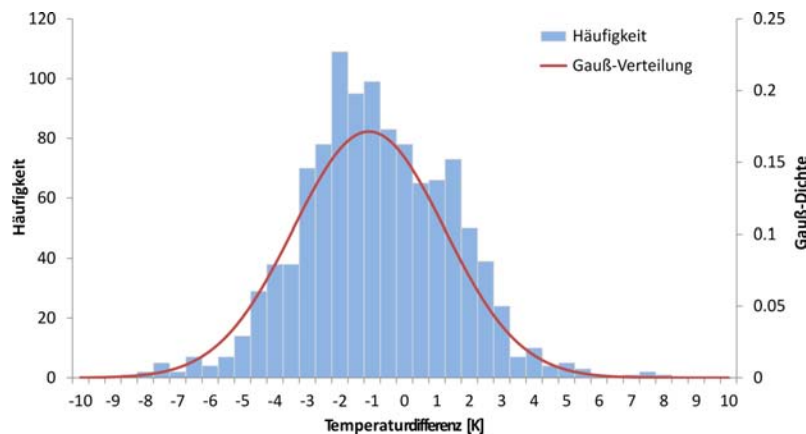


Abbildung 3.21.: Temperaturdifferenz zwischen den Temperaturmessungen und dem „Mohotemperaturmodell“ für die Regionen außerhalb des Oberrheingrabens (Mittelwert: -1.1 K; Standardabweichung: 2.33 K). Die Abweichung des Temperaturmodells beträgt dort max. 9 K.

berücksichtigt. Dazu wurden Temperaturdifferenzen zwischen gemessener Temperatur und dem Wert aus dem „Mohotemperaturmodell“ gebildet (ΔT). Diese wurden dann mittels DSI in das Grid interpoliert. Durch die Addition des „Mohotemperaturmodells“ (T_{Moho}) und den interpolierten Temperaturdifferenzen entspricht das Ergebnis den Temperaturmessungen. Da die Datendichte nur im Bereich des Oberrheingrabens ausreichend für interpolative Ansätze ist, wurden die Temperaturdifferenzen nur in diesem Submodell berücksichtigt. Um einen scharfen Übergang der Temperaturen an der Grenze zu vermeiden, wurde ein zellbasierter Multiplikator erstellt, welcher innerhalb des ORG den Wert 1 und außerhalb den Wert 0 annimmt. Im Grenzbereich ist ein fließender Übergang zwischen den beiden Werten. Durch die Multiplikation dieser Eigenschaft mit den Temperaturdifferen-

3.2. Temperaturmodell

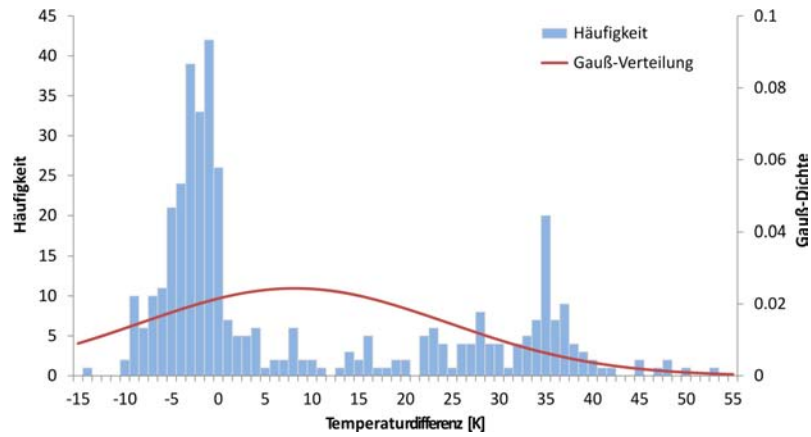


Abbildung 3.22.: Temperaturdifferenz zwischen den Temperaturmessungen und dem „Mohotemperaturmodell“ für die Regionen des Oberrheingrabens (Mittelwert: 8.13 K; Standardabweichung: 16.39 K). Die Abweichung des Temperaturmodells beträgt dort bis zu 52 K. Dies ist mit dem überwiegend konvektiven Wärmetransport in der Region zu begründen.

zen und der Addition mit dem „Mohotemperaturmodell“ entsteht daraus das zutreffendere Temperaturmodell (Gl. 3.2).

$$T = T_{Moho} + \Delta T \cdot Multiplikator \quad (Gl. 3.2)$$

3.3. Geopotenzialmethode

Geopotenziale ergeben sich aus der regionalen Geologie. Diese lässt sich u.a. in die Geometrie von Gesteinsformationen und deren gesteins-, bzw. gebirgsphysikalischen Eigenschaften im Untersuchungsraum unterteilen. Wie bereits in Abschnitt 3.1.4 beschrieben, können diese Informationen in einem Grid (z.B. SGrid oder Voxet) zusammengefasst werden. Im Folgenden wird eine neue Methode vorgestellt, welche es erlaubt Geopotenziale im 3D-Raum in Multiparameter-Grids zu evaluieren.

3.3.1. Methodik zur Ausweisung von Geopotenzialen

Die hier vorgestellte Methode geht davon aus, dass ein mit mehreren Parametern attribuiertes regelmäßiges oder unregelmäßiges Gitter vorliegt. Jede Zelle dieses Grids trägt im Sinne eines 3D-Informationssystems verschiedene z.B. gesteinsphysikalische, geologische oder geometrische Eigenschaften. Auf Basis dieser Multiparametergrids erlaubt die hier vorgestellte Methode eine zellbasierte Ausweisung von Geopotenzialen (Abb. 3.23).

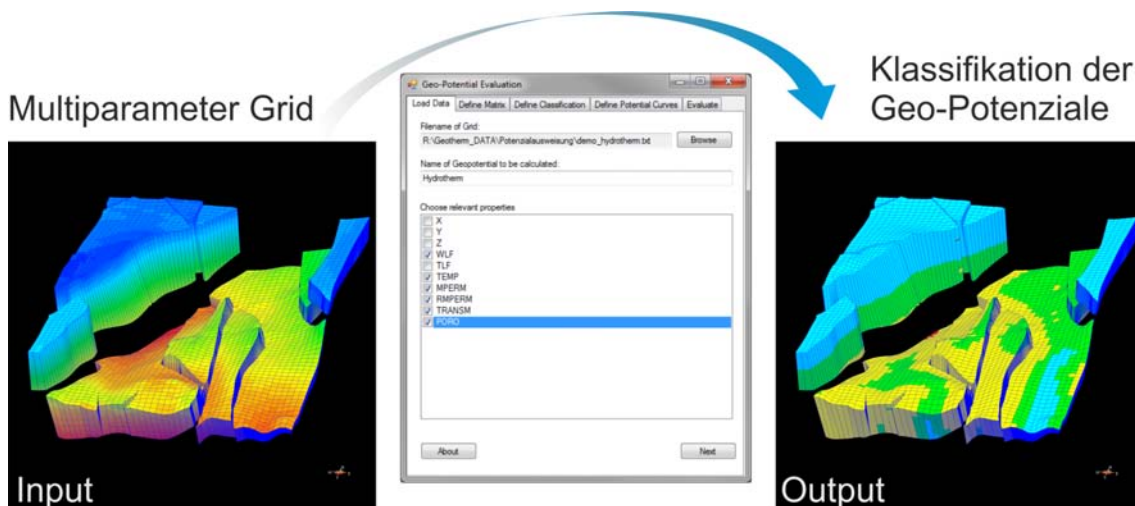


Abbildung 3.23.: Implementation der vorgestellten Methode zur Ausweisung von Potenzialen durch Multiparameter Grids

Der erste Schritt zur Ausweisung eines Geopotenzials ist die Identifikation relevanter Eigenschaften. Darauf folgend müssen die verschiedenen Eigenschaften entsprechend ihrer Relevanz für die Potenzialbetrachtung gewichtet werden. Sind viele verschiedene Parameter für die Potenzialbestimmung wichtig, kann das Bilden einer hierarchischen Gewichtung der jeweiligen Parametern schwierig werden. In diesen Fällen ist es meist einfacher die Kennwerte gegeneinander zu vergleichen. Dieses Verfahren entstammt dem Analytic Hierarchy Process (AHP; Saaty 1977 und Saaty 1980) und wird hier angewendet. Der AHP vergleicht die unterschiedlichen Kriterien paarweise miteinander. Dabei wird eine Bewertungsskala von 1 bis 9 verwendet, wobei jeder mögliche Skalenwerte sprachlich definiert ist (siehe Tab. 3.3). Diese Werte gehen dann in eine Bewertungsmatrix ein.

Der jeweilig reziproke Paarvergleich geht mit dem reziproken Wert in die Bewertungsmatrix ein. Ist der Parameter A aus Abb. 3.24 beispielsweise sehr viel wichtiger, als Parameter B ergibt sich ein Wert von 7 für w_{AB} , für den reziproken Vergleich (B vs. A; w_{BA}) ergäbe sich ein Wert von $1/7$.

Tabelle 3.3.: Bedeutung der Werte für die Paarvergleiche (Saaty & Vargas 1991).

Wert	Beschreibung
1	Gleich bedeutend
3	Moderate Wichtigkeit eines Faktors über einen Anderen
5	Starke Wichtigkeit
7	Sehr starke Wichtigkeit
9	Extreme Wichtigkeit
2, 4, 6, 8	Zwischenwerte
Reziproke Werte	... für den inversen Vergleich

	Parameter A	Parameter B	Parameter C	Parameter N	
Parameter A	1	w_{AB}	w_{AC}	\dots	w_{AN}
Parameter B	$1/w_{AB}$	1	w_{BC}	\dots	w_{BN}
Parameter C	$1/w_{AC}$	$1/w_{BC}$	1	\dots	w_{CN}
	\vdots	\vdots	\vdots	1	\vdots
Parameter N	$1/w_{AN}$	$1/w_{BN}$	$1/w_{CN}$	\dots	1

Abbildung 3.24.: Reziproke Bewertungsmatrix in der die Paarvergleiche der einzelnen Parameter eingetragen werden.

Der subjektive Vergleich der Kriterienpaare kann jedoch Inkonsistenzen zur Folge haben. Hier gibt es offensichtlich falsche Bewertungen (z.B. $A > B$; $B > C$; $A < C$) oder mathematisch bedingte Inkonsistenzen. Dies ist z.B. dann der Fall, wenn ein Kriterium A zweimal wichtiger als ein Kriterium B (Paarvergleich 1: $A = 2B$) und 4 mal wichtiger als Kriterium C (Paarvergleich 2: $A = 4C$), jedoch Kriterium B 6 mal wichtiger als C (Paarvergleich 3: $B = 6C$) bewertet würde. Hier wäre Paarvergleich 2 inkonsistent, da aus Paarvergleich 1 und Paarvergleich 3 folgt, dass A 12 mal wichtiger wäre als C ($A = 2 \cdot (6C) = 12C \neq 4C$). Dieses Beispiel zeigt, dass aufgrund der Beschränkung der Bewertungsskala der Paarvergleiche auf 9 Stufen, oftmals zwangsläufig mathematische Inkonsistenzen folgen.

Zur Überprüfung der Konsistenz der Bewertungsmatrix hat Saaty (1990) das Konsistenzverhältnis C_R eingeführt. Dieses ist das Verhältnis aus dem Konsistenzindex C_I und dem Zufallskonsistenzindex R_I (Gl. 3.3). Der Zufallskonsistenzindex ist vom Rang der Bewertungsmatrix abhängig. Dafür wurden von Saaty (2005) die in Tab. 3.4 aufgeführten Werte

3. Eingangsdaten und Methoden

veröffentlicht. Dabei handelt es sich um statistisch ausgewertete Konsistenzindizes für verschiedene Matrizenränge auf Basis zufällig generierter reziproker Matrizen.

$$C_R = C_I / R_I \quad (\text{Gl. 3.3})$$

Zur Berechnung des Konsistenzindex C_I wird der maximale Eigenwert λ_{max} und der Rang n der Bewertungsmatrix genutzt.

$$C_I = \frac{\lambda_{max} - n}{n - 1} \quad (\text{Gl. 3.4})$$

Ist das Konsistenzverhältnis kleiner als 0,1 so definiert Saaty (1990) die Matrix als hinreichend konsistent.

Tabelle 3.4.: Zufallskonsistenzindizes für reziproke Matrizen (Saaty 2005).

n	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
R_I	0.00	0.00	0.52	0.89	1.11	1.25	1.35	1.40	1.45	1.49

Durch mehrmaliges Quadrieren der Bewertungsmatrix nähert sich der normierte Einheitsvektor der gewichteten Hierarchie der verschiedenen Kriterien auf einer Skala von 0 bis 1 (in Summe 1) an (Saaty 1977, 1980). Aufgrund der Erfahrung im Rahmen dieser Arbeit reichen hier bei konsistenten Bewertungsmatrizen meist weniger als 5 Iterationsschritte. Im Ergebnis steht nun eine durch den AHP berechnete hierarchische Gewichtung der verschiedenen Parameter zur Verfügung.

Zur Bestimmung von Geopotenzialen ist es notwendig, alle Parameterwerte hinsichtlich ihrer Eignung für die betrachtete Nutzung qualitativ zu bewerten. Dazu werden für jeden Parameter Potenzialkurven erstellt. Mit diesen ist das Potenzial jedes Parameters aufgrund von Expertenwissen für jeden Wert mit einem Potenzialgrad zwischen 0 und 1 definiert (Abb. 3.25 und Abb. 4.17). Dies hat den Vorteil, dass eine fließende Klassifikation der Parameterwerte zusätzlich zu einem beschreibenden Potenzialbegriff von sehr hohem bis sehr geringem Potenzial erfolgen kann.

Für jede Zelle ergibt sich aus den Werten der verschiedenen Parameter und den jeweiligen Potenzialkurven ein Potenzialvektor mit Werten zwischen 0 und 1. Das Skalarprodukt aus Potenzialvektor und dem hierarchischem Gewicht aus der Bewertungsmatrix ergibt das Gesamtpotenzial dieser Zelle. Bei der Potenzialbetrachtung ist es weiterhin möglich bestimmte Parameter als Abwertungs-Kriterien zu definieren. Sollte das berechnete Gesamtpotenzial größer als das Einzelpotenzial eines Abwertungs-Kriteriums sein, so wird das Gesamtpotenzial auf den Wert des kleinsten Einzelpotenzials reduziert.

Im Ergebnis steht dann ein Grid mit Geopotenzialwerten zwischen 0 und 1 zur Verfügung. Diese können mit der gleichen Klassifikationstabelle, wie sie bereits bei der Erstellung der Potenzialkurven genutzt wurde (Tab. 3.5), klassifiziert werden.

Diese Berechnung wird für jede Zelle eines Grids durchgeführt und kann dann dreidimensional im Raum dargestellt werden. Aufgrund der vielen Berechnungsschritte wurde diese Methode in ein Programm (.NET C#) implementiert (Beschreibung siehe Anhang D). So kann diese Methode auch bei größeren Grids einfach angewendet werden.

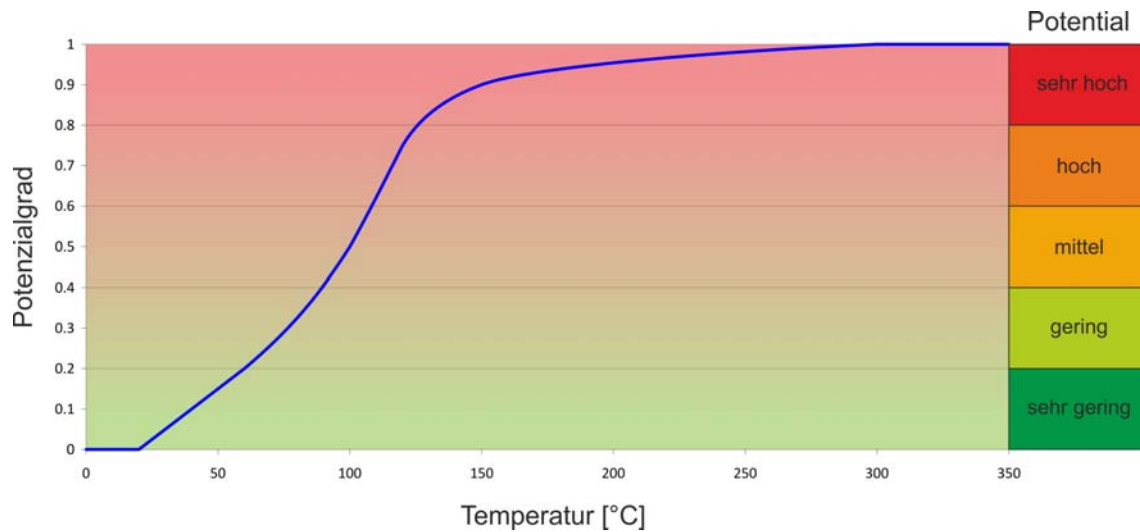


Abbildung 3.25.: Exemplarische Potenzialkurve für die Temperatur

Tabelle 3.5.: Klassifikation der Potenzialgrade in sprachliche Beschreibungen. Diese Klassifikation wird sowohl für die Potenzialkurven, als auch für die Beschreibung des Gesamtpotenzials vorgeschlagen.

Potenzialgrad u	Beschreibung
$0 \leq u \leq 0.2$	sehr gering
$0.2 < u \leq 0.4$	gering
$0.4 < u \leq 0.6$	mittel
$0.6 < u \leq 0.8$	hoch
$0.8 < u \leq 1.0$	sehr hoch

3.3.2. Sensitivitätsanalyse

In dem AHP gehen subjektive Bewertungen in die Bewertungsmatrix ein. Um die Auswirkung bestimmter Bewertungen auf die Bewertungshierarchie zu evaluieren, kann eine Sensitivitätsanalyse durchgeführt werden. Bei Implementationen von Multikriteriellen Entscheidungsunterstützungssystemen (Multicriteria decision support systems; MCDSS) werden dazu die Gewichte einzelner Entscheidungskriterien-Paarvergleiche automatisch variiert, bis sich die Rangfolge der Entscheidungsalternativen ändert (vgl. Kap. 8 in Malczewski 1999). Dies ist bereits bei MCDSS mit nur zwei Ebenen (Gewichtung der Kriterien und Gewichtung der Alternativen) aber nur einem Ergebnis (Empfehlung einer Entscheidungsalternative) sehr komplex. Im vorliegenden Fall der zellbasierten Evaluierung von Geopotenzialen ist dies jedoch komplexer. Da diese Berechnung nicht nur einmal berechnet werden muss, sondern für jede einzelne Zelle des Grids. Außerdem führen die für jede Zelle des Grids unterschiedlichen Parameterwerte zellabhängig zu unterschiedlichen Sensitivitäten.

Aus diesem Grund wurde auf eine semiautomatische Sensitivitätsanalyse verzichtet. Es ist jedoch möglich, in der Implementation der hier vorgestellten Geopotenzialmethode die Bewertungsmatrix manuell editieren (siehe Anhang D), woraufhin die Gewichtung der

3. Eingangsdaten und Methoden

Parameter sofort neu berechnet werden. So lassen sich Änderungen in der hierarchischen Gewichtung leicht identifizieren.

3.3.3. Berücksichtigung von Unsicherheiten bei der Potenzialbestimmung

Genau wie die Raumlagen geologischer Horizonte im geologischen Strukturmodell sind die physikalischen Eigenschaften in 3D Homogenkörpern mit Ungenauigkeiten und Unsicherheiten belegt. Diese Parameter werden in Labor- oder Feldversuchen ermittelt und deren Ergebnisse statistisch ausgewertet, um die Variationen der Parameter, bzw. Messungenauigkeiten darzustellen (vgl. Bär et al. 2011). Damit der Einfluss der Streuung in den Parameterdaten auf das Potenzialevaluationsergebnis quantifiziert werden kann, ist die Evaluation mehrfach mit zufällig, anhand der Parameterverteilung, simulierten Werten durchzuführen. Dieses Verfahren wird Monte-Carlo-Methode genannt (Deutsch 2002; Sachs 2003). Durch die große Anzahl an wiederholten Berechnungen ergeben sich viele Ergebnisse, die durch eine Ergebnisverteilung beschrieben werden können. Ist das Ergebnis z.B. mit einer Normalverteilung zu beschreiben, können Wahrscheinlichkeiten für bestimmte Ergebnisse abgeleitet werden. Somit eignet sich die Monte-Carlo-Methode, um Unsicherheiten in der Berechnung von Geopotenzialen zu berücksichtigen und den Einfluss von Ungenauigkeiten in Eingangsparametern auf das Ergebnis zu beschreiben.

Prinzipiell sind viele Verteilungen für verschiedene Parameter denkbar. Welche Verteilung genutzt wird, ist letztlich vom betrachteten Parameter abhängig. Jedoch muss jede dieser Verteilungen in dem Programm implementiert sein, um damit rechnen zu können. Hier wurde die Normalverteilung und die Lognormalverteilung implementiert (vgl. Anhang D). Zur Beschreibung der beiden Verteilungen wird der Erwartungswert μ und die Standardabweichung σ benötigt. Alternativ zur Standardabweichung kann bei Annahme einer Normalverteilung auch die Angabe durch einen Minimalwert (x_{min}), einen Maximalwert (x_{max}) und dem Vertrauensniveau (k) erfolgen. Hier wird der Erwartungswert durch Gl. 3.5 ermittelt.

$$\mu = x_{min} + \frac{x_{max} - x_{min}}{2} \quad (\text{Gl. 3.5})$$

Mit der Fehlerfunktion (Gl. 3.6) kann die kumulative Wahrscheinlichkeit beliebiger Normalverteilungen berechnet werden (Gl. 3.7) (Sachs 2003). Dies ist nötig, um die Standardabweichung aus dem Vertrauensniveau k , und dem Erwartungswert μ zu berechnen (Gl. 3.8 bis Gl. 3.11).

$$erf(z) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^z e^{-\tau^2} d\tau \quad (\text{Gl. 3.6})$$

$$F(x) = \frac{1}{2} \left(1 + erf \left(\frac{x - \mu}{\sigma\sqrt{2}} \right) \right) \quad (\text{Gl. 3.7})$$

Durch Einsetzen des Minimalwertes x_{min} und dem Vertrauensniveau k in Gl. 3.7 ergibt sich Gl. 3.8 und durch auflösen Gl. 3.9:

$$\frac{1 - k}{2} = \frac{1}{2} \left(1 + erf \left(\frac{x_{min} - \mu}{\sigma\sqrt{2}} \right) \right) \quad (\text{Gl. 3.8})$$

$$k = -erf \left(\frac{x_{min} - \mu}{\sigma\sqrt{2}} \right) \quad (\text{Gl. 3.9})$$

Zur Berechnung der Standardabweichung ist nun das z gesucht, welches das Ergebnis k in Gl. 3.6 ergibt. Diese Werte lassen sich für bestimmte k vorberechnen (siehe auch Anhang G) und dann entsprechend nachschlagen. Für $k = 0.95$ ergibt sich z.B. $z = 1.95995$. Somit ergibt sich:

$$z = -\frac{x_{\min} - \mu}{\sigma\sqrt{2}} \quad (\text{Gl. 3.10})$$

$$\sigma = -\frac{x_{\min} - \mu}{z\sqrt{2}} \quad (\text{Gl. 3.11})$$

Die so berechneten Werte für μ und σ definieren eine Normalverteilung eines Parameters für die jeweils betrachtete Zelle. Abb. 3.26 zeigt dies am Beispiel des Parameters Temperatur.

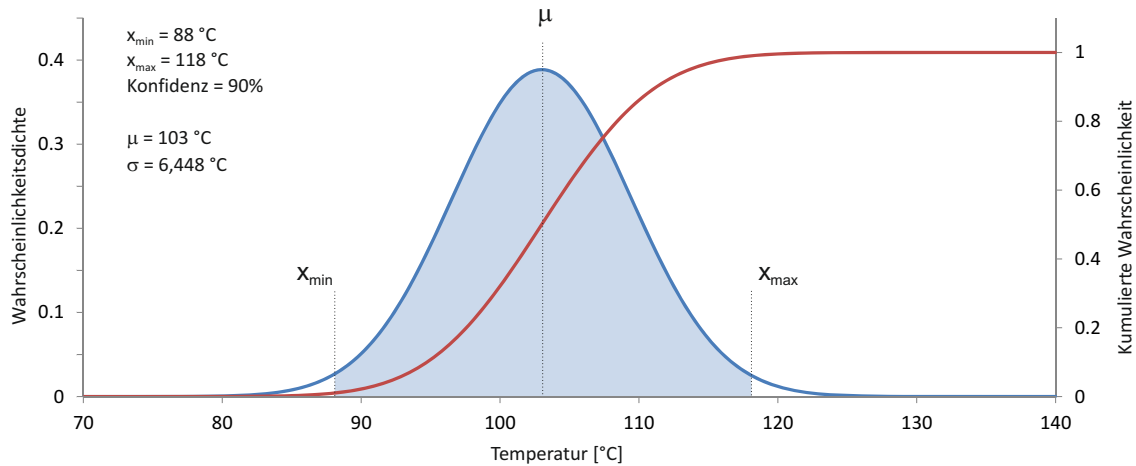


Abbildung 3.26.: Verteilung der Temperaturwerte, beispielhaft berechnet aus den Minimal- und Maximalwerten, sowie dem Vertrauensniveau innerhalb einer Zelle.

Die Werte für die zu variierenden Parameter werden dann zufällig mit der Box-Muller-Methode (Box & Muller 1958) simuliert. Da sich die Lognormal-Verteilung in die Standardnormalverteilung transformieren lässt, wird die Lognormal-Verteilung ebenfalls mit der Box-Muller-Methode simuliert. Die Evaluation wird für jede Zelle des Grids durchgeführt. Aus diesem Grund können abhängig von der Zellanzahl und den gewählten Realisationen sehr viele Rechenoperationen notwendig werden (das Rotliegend-Grid hat z.B. mehr als 27 Mio. Zellen). Die Ergebnisse jeder einzelnen Realisationen können gespeichert werden, jedoch führt dies bei einer großen Anzahl von Realisationen und Zellen zu sehr großen Dateien.

Zur übersichtlichen und leicht verständlichen Auswertung der Ergebnisse ist eine statistische Auswertung der Geopotenzialergebnisse implementiert. Die einfachste Form der statistischen Auswertung ist der arithmetische Mittelwert und der Median. Außerdem kann die Standardabweichung berechnet werden. Des Weiteren kann der prozentuale Anteil für jede Potenzialklasse aus den Realisationen berechnet werden.

Unter der Annahme, dass das Ergebnis normalverteilt ist, ergeben sich jedoch zusätzlich weitere Möglichkeiten zur Auswertung der Realisationen. Zur Überprüfung der Normalverteilungshypothese existieren statistische Tests, wie der Shapiro-Wilk Test (Royston 1992; Shapiro & Wilk 1965) oder der Jarque-Bera Test (Jarque & Bera 1980). Diese Tests ersetzen jedoch nicht eine eingehende Datenanalyse zur Überprüfung, ob diese normalverteilt

3. Eingangsdaten und Methoden

sind. Dies ist hier schwierig, da die Normalverteilungshypothese für jede Zelle erbracht werden muss. Bei einer großen Anzahl an Zellen ist dies nur schwer möglich.

Wie bereits oben erwähnt, ergeben sich die folgenden Möglichkeiten zur Auswertung der Realisationen nur, wenn die Normalverteilungshypothese bestätigt wird. So ergibt sich die Wahrscheinlichkeit, dass eine betrachtete Zelle einer bestimmten Geopotenzialklasse angehört, durch das Integral der jeweiligen Normalverteilung von der Unter- bis zur Obergrenze jeder Potenzialklasse. Da mit Gl. 3.7 das Integral einer Normalverteilung $N(\mu, \sigma)$ von $-\infty$ bis x berechnet werden kann (Sachs 2003), ergibt sich für die Wahrscheinlichkeit, dass die betrachtete Zelle innerhalb der Geopotenzialklasse mit der Untergrenze g_{min} und der Obergrenze g_{max} liegt, durch Gl. 3.12.

$$P(g_{min}, g_{max}) = \frac{1}{2} \left(1 + erf \left(\frac{g_{max} - \mu}{\sigma\sqrt{2}} \right) \right) - \frac{1}{2} \left(1 + erf \left(\frac{g_{min} - \mu}{\sigma\sqrt{2}} \right) \right) \quad (\text{Gl. 3.12})$$

Außerdem können die minimalen und maximalen Geopotenziale angegeben werden, zwischen denen das reale Geopotenzial mit einer zu definierenden Wahrscheinlichkeit p liegt. Dafür wird wieder die kumulierte Wahrscheinlichkeitsfunktion Gl. 3.7 benötigt. Gesucht ist das x , welches Gl. 3.14 erfüllt.

$$0.5 \pm \frac{p}{2} = \frac{1}{2} \left(1 + erf \left(\frac{x - \mu}{\sigma\sqrt{2}} \right) \right) \quad (\text{Gl. 3.13})$$

Diese Gleichung lässt sich zu

$$\pm p = erf \left(\frac{x - \mu}{\sigma\sqrt{2}} \right) \quad (\text{Gl. 3.14})$$

auffösen. Analog zu der Vorgehensweise zur Berechnung der Standardabweichung aus Konfidenzniveau, Minimal und Maximalwert in Gl. 3.9 und Gl. 3.10, lassen sich dann die minimalen und maximalen Geopotenziale berechnen.

4. Ergebnisse

4.1. Geologisches 3D-Modell

Das geologische Modell von Hessen deckt eine Fläche von mehr als 21.000 km² ab. Es wurden die Topflächen des Quartär bis Tertiär, Muschelkalk, Buntsandstein, Zechstein, Rotliegend und Prä-Perm (variszisches Grundgebirge) modelliert (Abb. 3.1 und Abb. 4.1). Außerdem wurde das Prä-Perm in den 3D-Volumenkörpern (SGrids) in zwei Bereiche unterteilt: Rhenoharzynikum und Phyllit-Zone, sowie Mitteldeutsche Kristallinschwelle.

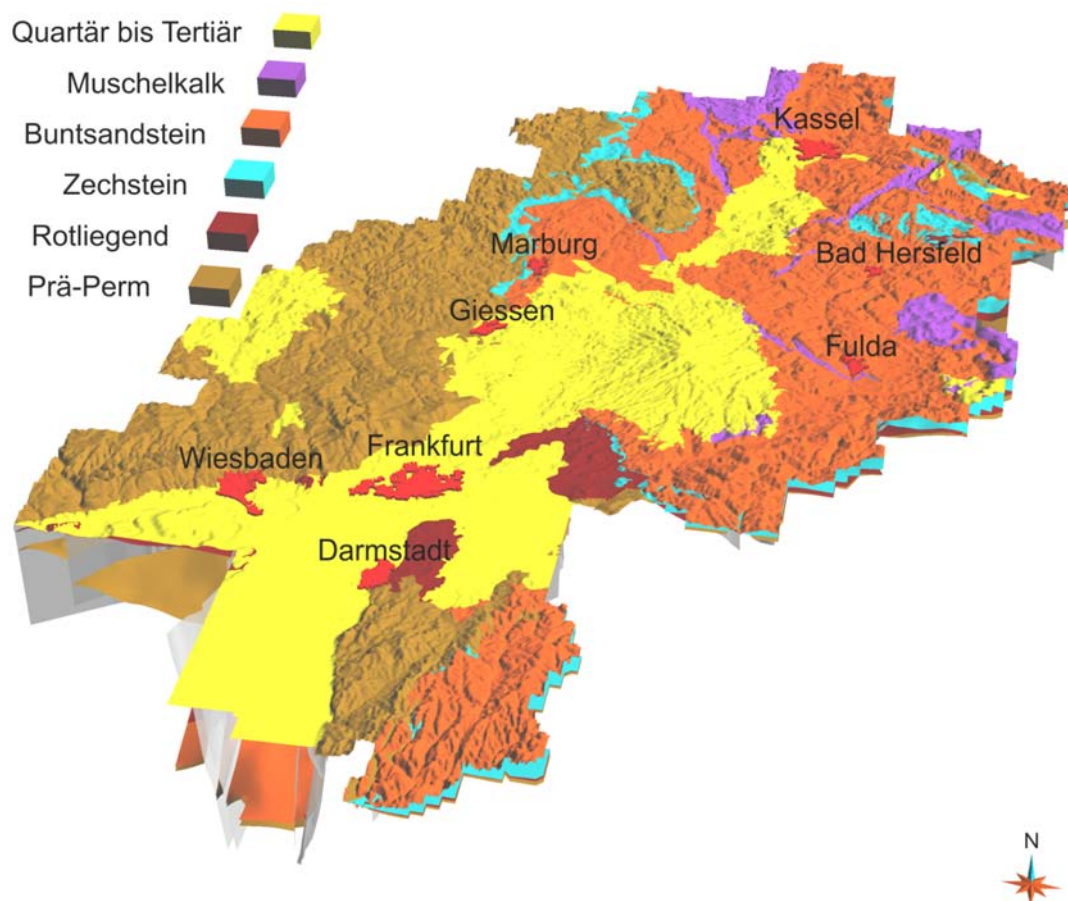


Abbildung 4.1.: Geologisches Strukturmodell von Hessen (5-fach überhöhte Darstellung).

Trotz der teilweise geringen Eingangsdatendichte konnte in vielen Bereichen des Modells durch Informationen hangender Schichten auch tiefer liegende Bereiche detailliert modelliert werden. Abb. 4.2 zeigt dies beispielhaft am Horizont Top Prä-Perm im Bereich der Korbacher Bucht. Obwohl hier nur wenige Bohrungen das Prä-Perm erbohren und die Isolinienkarte von Kulick et al. (1984) nur grobmaßstäblich ist, konnte durch die Stö-

4. Ergebnisse

runungsversätze des Top Zechstein aus den geologischen Schnitten auch das Prä-Perm gut modelliert werden. Jedoch mussten die Informationen aus den geologischen Schnitten stellenweise vereinfacht werden (vgl. geologische Schnitte in Abb. 4.2).

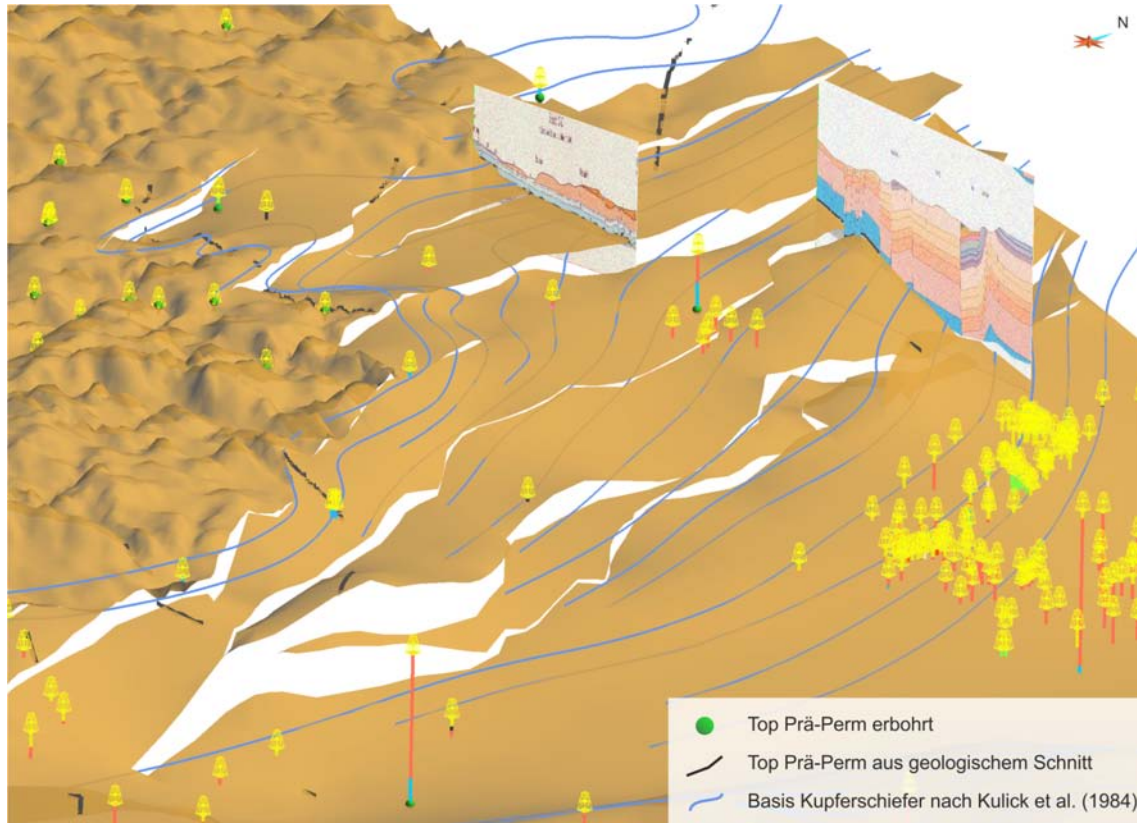


Abbildung 4.2.: Blick auf den Horizont Top Prä-Perm im Bereich der Korbacher Bucht. Dargestellt sind zudem die Eingangsdaten: Bohrungen, digitalisierte geologische Schnitte und ein Isolinienplan von Kulick et al. (1984).

In das geologische Modell wurden wichtige Störungen integriert. Dies sind insbesondere jene, die zur Erstellung der Modellhorizonte aufgrund von größeren Versatzbeträgen (größer als 50 bis 100 m) notwendig waren. Aufgrund der heterogenen bzw. regional schlechten Datenlage sind einige Störungen, insbesondere mit geringen Versatzbeträgen, nicht abgebildet worden. Zur genaueren Auswahl des Störungsnetzes wurden die Geologische Übersichtskarte 1:300.000 (HLUG 2007a), die Tektonische Karte der BRD (Zitzmann 1981), sowie Literaturdaten von Anderle (1974) und Derer (2003) genutzt. Das Einfallen der Störungen konnte insbesondere im Submodell Oberrheingraben (Abb. 4.3) anhand von seismischen Linien (Derer 2003), in den restlichen Submodellen entweder aus den geologischen Schnitten oder Interpretationen der vorhandenen geologischen Karten abgeleitet werden.

Die Grabenstrukturen in der Hessischen Senke und in Nordosthessen westlich des Thüringer Beckens werden im Folgenden als Hessische Gräben bezeichnet. Diese sind das Ergebnis der sogenannten saxonischen, bzw. germanotypen Tektonik (vgl. Meiburg 1982; Möbus 2007). Die Gräben streichen in rheinischer (NE-SW) und herzynischer (NW-SE) Richtung und wurden an der Jura-Kreide Wende angelegt (Meiburg 1982; Möbus 2007; Schröder 1976). Im Submodell Hessen Nordost wurden die Störungen aufgrund der Daten von Möbus (2007) zur tektomechanischen Genese der Hessischen Gräben am Beispiel des

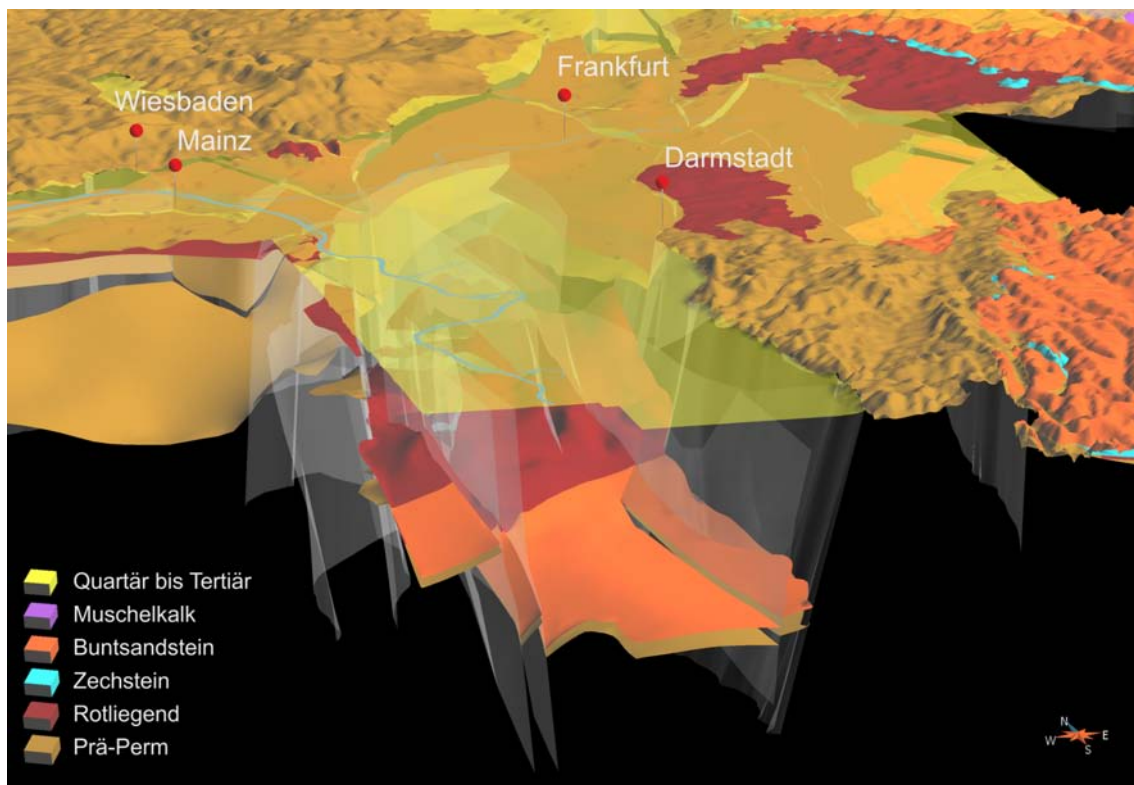


Abbildung 4.3.: Blick in den Oberrheingraben und das Submodell Odenwald. Trotz der 4-fachen Überhöhung ist das Einfallen der Störungen gut zu erkennen.

Altenmorschen-Lichtenhagener Grabens abweichend von den geologischen Schnitten der Geologischen Karten des Maßstabs 1:25.000 modelliert. Nach Meiburg (1982) und Möbus (2007) sind die Grabenrandstörungen der Hessischen Gräben listrische und antithetische Störungen, die in den duktilen Bereichen des Zechstein enden und nicht in das Grundgebirge reichen. Dies deckt sich mit dem Tiefenlinienplan des Kupferschiefers von Kulick et al. (1984), auf welchem kein nennenswerter vertikaler Versatz an der Basis des Zechstein verzeichnet ist. Entstanden sind diese Gräben durch die Scherbewegungen entlang divergent-gestaffelt angeordneten Transversalstörungen, welche sich aufgrund von entkoppelnd wirkender duktiler Gesteine des Zechstein nicht an die Erdoberfläche fortsetzen, sondern zu einem Grabenbruch transformiert werden (Möbus 2007; Abb. 4.4). Zusammenfassend beschreibt Möbus (2007) die Gräben als „mehrfach duktil entkoppelte „pull apart“ Strukturen, die sich über transtensiven Segmenten konjugierter synthetischer und antithetischer Riedelbrüche gebildet haben“. Die dabei angelegten listrischen Störungen, welche die Gesteine des Zechstein als Detachmenthorizont nutzen, wurden stark vereinfacht im Altenmorschen-Lichtenhagener Graben modelliert (Abb. 4.5). Nach Möbus (2007) ist davon auszugehen, dass alle Hessischen Gräben diese Struktur aufweisen. Dies konnte jedoch, aufgrund fehlender ähnlich detaillierter Untersuchungen, in den restlichen Regionen so nicht modelliert werden. Ebenso konnten die von Möbus (2007) beschriebenen Transferstörungen im Grundgebirge, die nach dem Modell von Möbus (2007) zur Entstehung der Hessischen Gräben geführt haben, aufgrund fehlender konkreter Daten nicht modelliert werden. In den restlichen Hessischen Gräben wurden die Informationen der geologischen Schnitte entsprechend umgesetzt.

4. Ergebnisse

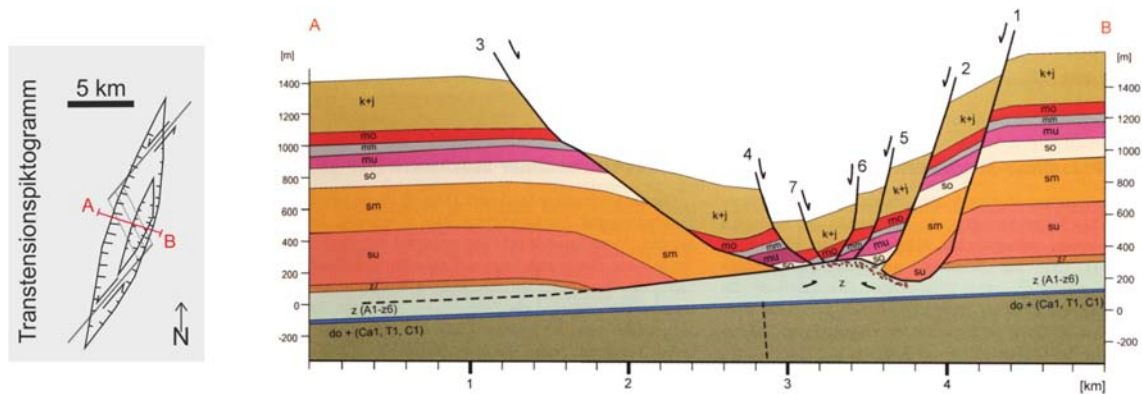


Abbildung 4.4.: Geologischer Schnitt (vor der Erosion) durch den Altenmorschener Graben am Südrand des Werra-Grauwacken-Aufbruchs (leicht verändert aus Möbus 2007). Die Reihenfolge der Bruchentwicklung wird durch die Zahlen repräsentiert.

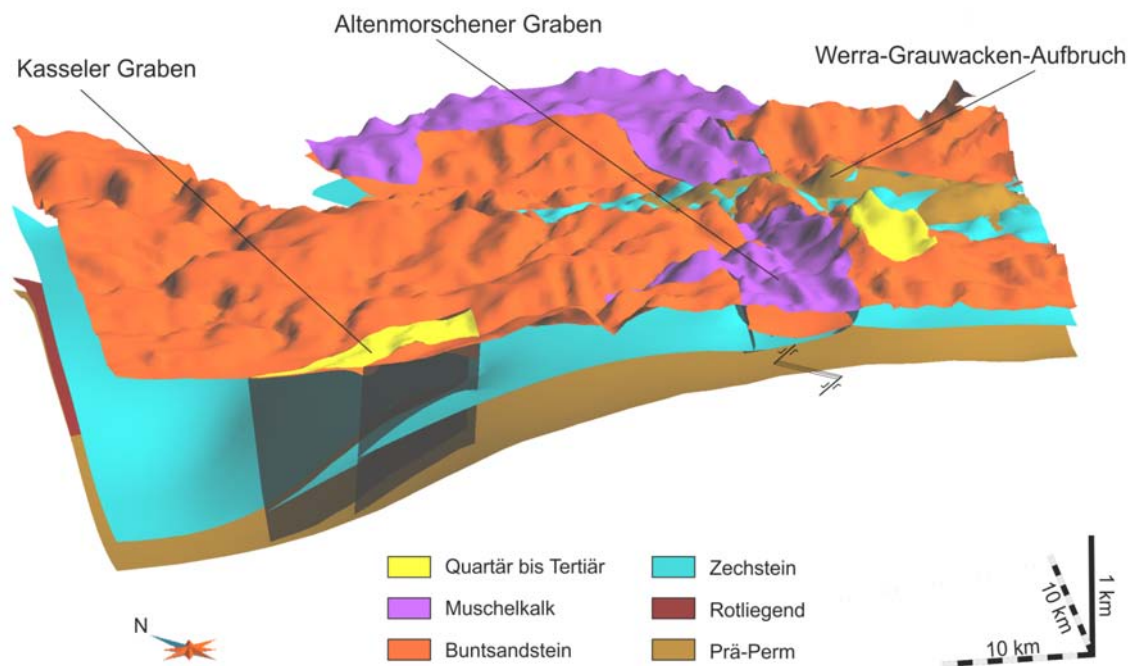


Abbildung 4.5.: Modellierung des Altenmorschener Graben. Aufgrund des unterschiedlichen Maßstabs der Daten von Möbus (2007) und dem geologischen Modell sowie aus Vereinfachungsgründen wurden die Störungen 2 und 3 (siehe Abb. 4.4) modelliert. Die von Möbus (2007) beschriebenen Transferstörungen sind unterhalb des Altenmorschener Graben schematisch skizziert. Weitere Erläuterungen im Text.

Der Einfluss der verschiedenen tektono-genetischen Ansätze für die auf diesem Modell aufbauende geothermische Potenzialevaluation (Sass & Hoppe 2011) ist als gering einzustufen, da diese Bereiche flacher als 1000 m liegen. Dadurch sind die Temperaturen i.d.R. geringer als 60 °C. Für oberflächennahe Geopotenzialstudien sollte dies allerdings berücksichtigt werden.

Zur unterstützenden Bewertung der potenziellen Wasserwegsamkeit von Störungen wurden die Modellstörungen mit einem Attribut versehen, der den Winkel zwischen der Hauptspannungsrichtung nach Heidbach et al. (2010) und der Störungsflächennormalen beschreibt. Die Daten der Hauptspannungsrichtung sind 2D Daten im XY Raum. Aus diesem Grund wurde nur die X und Y Komponente der Störungsflächennormalen zum Vergleich herangezogen. Bei sehr flach einfallenden Störungen (z.B. listrische Störungen) kann es daher zu Artefakten kommen. Bei einem Wert von 90° ist die Störung parallel zum Hauptspannungsfeld orientiert und bei den Werten 0° und 180° orthogonal dazu (Abb. 4.6).

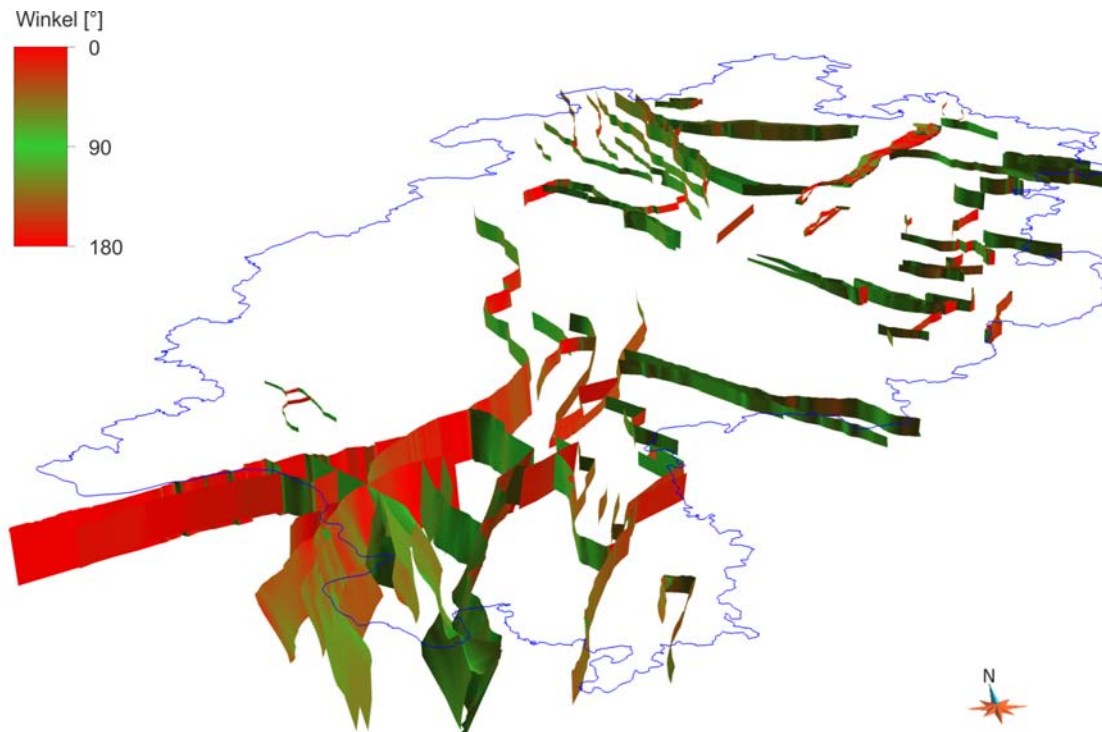


Abbildung 4.6.: Die Raumlage der Modellstörungen im Vergleich zur Hauptspannungsrichtung nach Heidbach et al. (2010). Winkel mit 90° (grün) sind parallel zur Hauptspannungsrichtung orientiert, Winkel mit 0 und 180° (rot) orthogonal dazu.

Das geologische Modell eignet sich gut, um zusätzliche geologische Daten darzustellen. So können Zusammenhänge, wie z.B. Raumlage von Störungen mit Thermalwasseraufstiegen verständlich visualisiert werden. So zeigt Abb. 4.7, dass Thermalwasseraufstiege z.B. entlang der Taunus-Südrandstörung zumeist an Nordwest-Südost streichende Querstörungen gebunden sind (vgl. Hoppe et al. 2008).

Wie bereits in Abschnitt 3.1 beschrieben, ist die Datenverteilung sehr heterogen. Besonders in Nordhessen war es aufgrund geringer Datendichte notwendig, Interpretationen, z.B. aus geologischen Karten, abzuleiten und die Datendichte so stellenweise zu verdichten. Beides

4. Ergebnisse

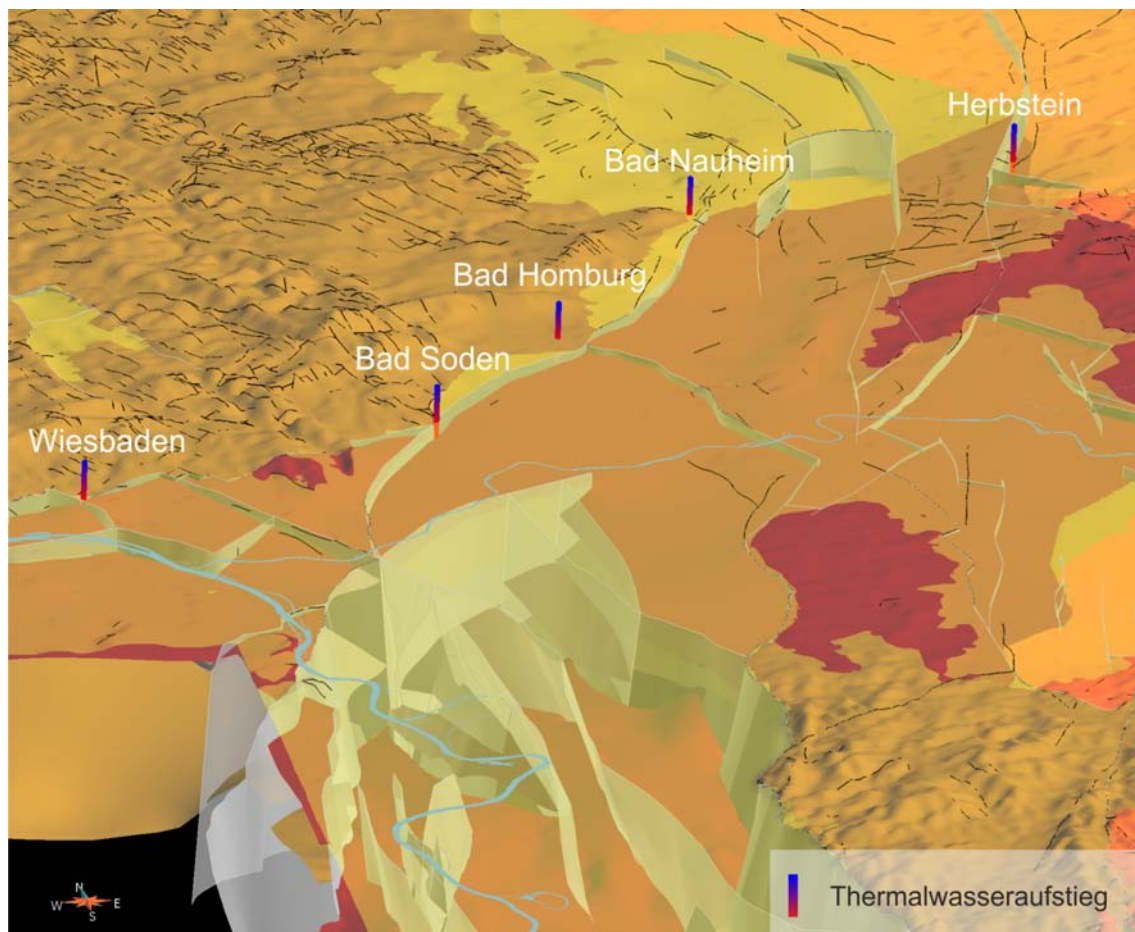


Abbildung 4.7.: Thermalwasseraufstiege im Rhein-Main Gebiet. Auf die Geländeoberfläche wurden die tektonischen Störungen aus der GÜK300 projiziert.

führt natürlich zu unterschiedlichen Sicherheiten für bestimmte Bereiche der modellierten Flächen.

Um diese Unsicherheiten zu dokumentieren, tragen alle im geologischen Modell enthaltenen Horizonte eine Eigenschaft „Sicherheit“ (Abb. 4.8). Diese ist in 5 Klassen unterteilt (Tab. 4.1). Die Klassen zeigen die subjektive Bewertung der modellierten Fläche, bezogen auf die Eingangsdatenlage und der erwarteten geologischen Komplexität. Zudem ist für jeden Punkt dieser Flächen die Distanz zur nächstgelegenen Bohrung und zum nächstgelegenen Schnitt hinterlegt, die zur Modellierung genutzt wurden. Die Angabe der Distanz zum nächsten Eingangsdatensatz ist die einfachste Form zur Beschreibung der Unsicherheit und hat den Vorteil, dass die Information nicht interpretiert ist.

Aus den Horizont- und Störungsflächen wurden 3D-Volumenkörper (SGrids) erstellt. Aufgrund der Komplexität des geologischen Modells wurden für einzelne Modelleinheiten Formationsgrids erstellt (Abb. 4.9 a). Diese beinhalten formationsbezogene Parameter (Bär 2012; Bär et al. 2011; Sass & Hoppe 2011). Des Weiteren wurde zusätzlich ein „Gesamtgrid“ von Hessen erstellt (Abb. 4.9 b), welches formationsübergreifende Parameter, wie z.B. die Temperatur (vgl. Abschnitt 3.2) oder die Orientierung des rezenten Hauptspannungsfelds nach Heidbach et al. (2010) enthält.

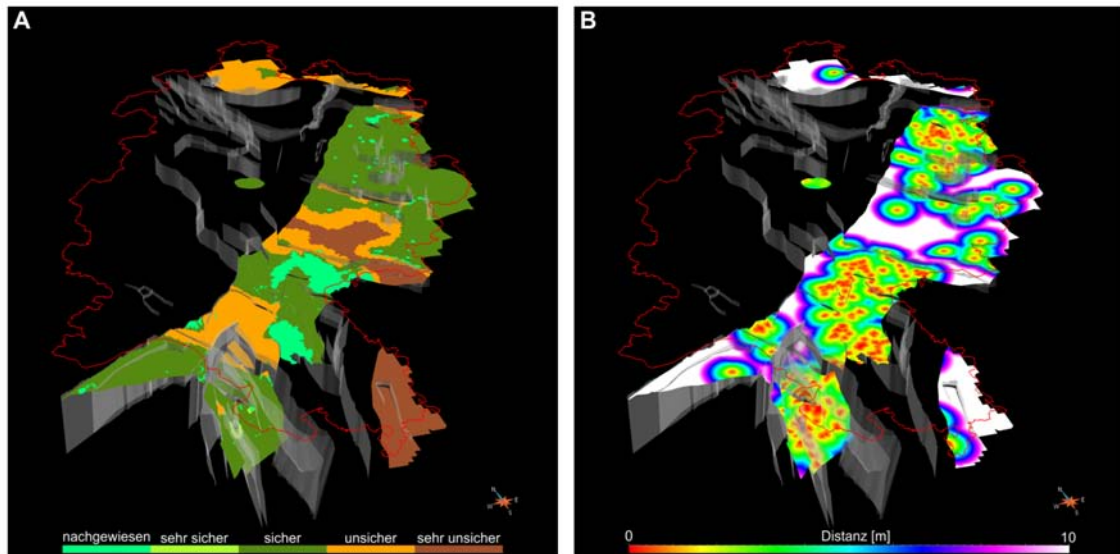


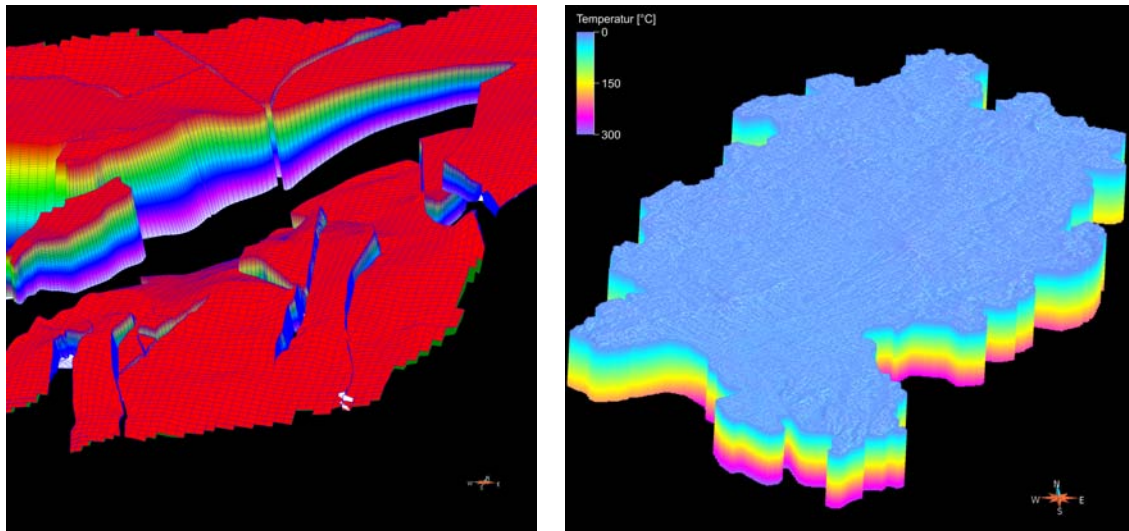
Abbildung 4.8.: Dokumentation von Eingangsdaten und interpretierter Unsicherheit im geologischen Modell am Beispiel der Fläche Top-Rotliegend (in grau: Modellstörungennetz); A: die Klassifikation der Unsicherheit; B: mit der Eigenschaft Distanz zu Bohrinformationen. So ist auf den ersten Blick ersichtlich, wie weit der nächstgelegene Eingangsdatensatz für jeden Punkt auf der modellierten Fläche ist.

Tabelle 4.1.: Beschreibung der Unsicherheitsklassen

Unsicherheitsklasse	Beschreibung
Nachgewiesen	Ausbiss nach generalisierter GÜK300 oder Bohrung in unmittelbarer Nähe, entsprechend der jeweiligen Größe des Dreiecksnetzes des Horizonts bis zu ca. 400 m.
Sehr sicher	Bereiche, in denen die Eingangsdaten eine sehr sichere Interpretation der geologischen Struktur zulassen, da die Eingangsdaten sich nicht widersprechen und eine außergewöhnlich hohe Dichte aufweisen.
Sicher	Bereiche, in denen die Eingangsdaten eine sichere Interpretation der geologischen Struktur zulassen.
Unsicher	Bereiche, in denen Eingangsdaten zu weit entfernt sind, um eine sichere Aussage zu der geologischen Struktur zu treffen. Die modellierte Struktur erscheint wahrscheinlich. Widersprüche in den Eingangsdaten sind möglich.
Sehr unsicher	Bereiche, in denen sich Eingangsdaten widersprechen, oder nur äußerst wenige bis keine Eingangsdaten vorliegen. Die geologische Struktur ist der Vollständigkeit halber modelliert, ist jedoch wahrscheinlich mit größeren Fehlern behaftet.

4. Ergebnisse

Formationsgrids wurden für die Einheiten des Prä-Perm, des Rotliegend und die Buntsandsteinbereiche im Oberrheingraben erstellt. Die Auswahl dieser Formationen resultiert aus der Anforderung des Hessen 3D Projekts, Formationen mit Temperaturen von mehr als 60 °C zu modellieren. Die Zellabmessungen der SGrids betragen etwa 500 auf 500 m in horizontaler Richtung und ca. 50 m in vertikaler Richtung. Insgesamt besteht somit z.B. das Rotliegend Formationsgrid aus mehr als 23 Millionen Zellen (Abb. 4.9 a). Die Zellgrößen für das Gesamtgrid entsprechen denen der Formationsgrids. Während die Formationsgrids Störungen enthalten, sind im Gesamtgrid keine integriert.



(a) Blick aus südlicher Richtung auf das Rotliegend-Formationsgrid im Bereich des Oberrheingrabens (3-fach überhöht). Zur besseren Visualisierung ist die w-Achse des Objektkoordinatensystems farbig dargestellt.

(b) Blick auf das Gesamtgrid (3-fach überhöht). Dargestellt ist der Parameter Temperatur.

Abbildung 4.9.: Formationsgrid des Rotliegend und das Gesamtgrid.

Zur zweidimensionalen Auswertung des Modells wurden Isolinienpläne und geologische Schnitte erstellt. In Abb. 4.10 ist beispielhaft ein West-Ost Schnitt von Ober-Olm im Mainzer Becken bis nach Babenhausen in der Hanau-Seligenstädter-Senke dargestellt. In Anhang B sind drei Isobathenkarten und fünf geologische Schnitte aufgeführt. Eine Übersicht der Schnitte zeigt Anhang B.4. Die Tiefenlinienplane des Top Rotliegend (Anhang B.1), Top Prä-Perm (Anhang B.3) und die Rotliegend-Isopachenkarte (Anhang B.2) sind direkte Ableitungen des geologischen Modells und können, aufgrund der Dreiecksstruktur, der jeweiligen Fläche, Artefakte enthalten. Obwohl diese 2D-Daten eine bewährte Arbeitsgrundlage für Geologen sind, enthält das 3D-Modell naturgemäß mehr Informationen, weshalb es immer sinnvoll ist weiterführende, ergänzende Arbeiten nicht an 2D Derivaten, sondern direkt im Modell vorzunehmen.

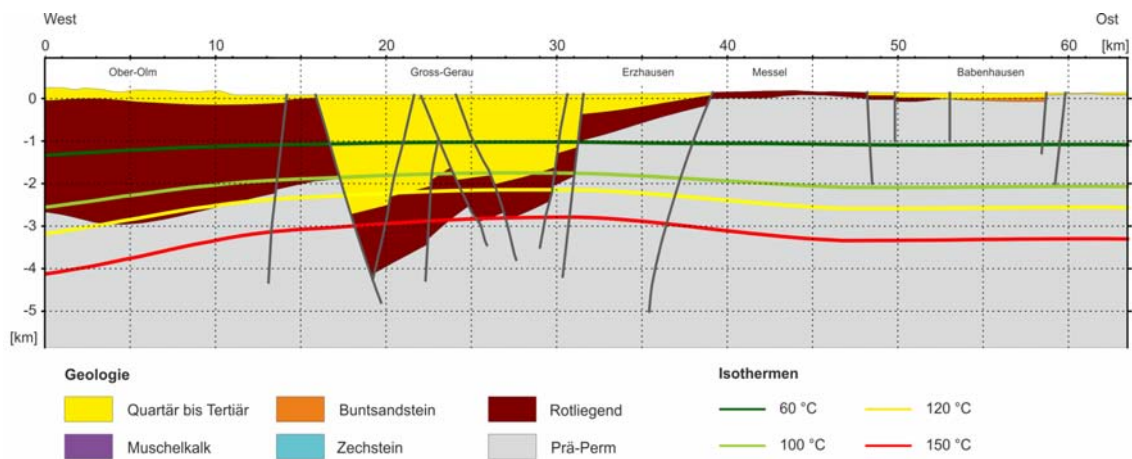


Abbildung 4.10.: West-Ost Schnitt durch das geologische und thermische Modell im Bereich des nördlichen Oberrheingrabens.

4.2. Temperaturmodell

Das Temperaturmodell ist in einem SGrid mit Zellgrößen von 500 m in horizontaler und 50 m in vertikaler Richtung modelliert worden. Zur Visualisierung der Daten finden sich im Anhang C Temperaturkarten in ein bis vier km Tiefe unterhalb der Geländeoberfläche und die Tiefenlagen der Isothermenflächen 60 °C, 100 °C, 120 °C und 150 °C. Zur Dokumentation der Eingangsdaten ist, wie in Abb. 4.11 auch, auf jeder Isothermenkarte ein Diagramm enthalten, dass alle zur Temperaturmodellierung genutzten Temperaturdaten in einem Abstand von ± 150 m (vgl. ermittelter Korrelationsabstand in Abb. 3.19) zur dargestellten Isothermenfläche visualisiert. Die Abszisse zeigt die Distanz zur Isotherme in vertikaler Richtung, die Ordinate bei Isothermenflächen den absolute Temperaturwert des Datensatzes, bei Temperaturkarten in bestimmten Tiefen unterhalb GOK ist auf der Ordinate die Temperaturdifferenz zur berechneten Temperatur dargestellt (vgl. Abb. 4.12). Mit zunehmender Entfernung (Distanz in Z-Richtung) eines Temperaturmesswerts von der Isothermenfläche, bzw. Tiefenstufenfläche ist eine größere Temperaturdifferenz zu erwarten. Die Temperaturmessungen sind in der Karte farblich durch den jeweiligen Qualitätsindex codiert. So zeigt beispielsweise das Diagramm auf der 150 °C Isothermenkarte in Anhang C.8, dass keine Temperaturmessung in einer Entfernung geringer als 150 m zur Isothermenfläche vorhanden ist. Diese Darstellung erlaubt eine Bewertung der Eingangsdatenlage der Temperaturkarten auf einen Blick.

Das Modell zeigt außerhalb des Oberrheingrabens im Vergleich mit den Temperaturmessungen (Abb. 3.21) eine Übereinstimmung der modellierten Temperaturen auf etwa ± 9 Kelvin. Innerhalb des Oberrheingrabens sind die Abweichungen durch die Berücksichtigung der dortigen Temperaturmessungen gering. Die Abweichung des gesamten Temperaturmodells von den verwendeten Temperaturdaten ist in Abb. 4.13 dargestellt.

Insbesondere im Oberrheingraben ist, aufgrund des tektonischen Baus, mit einem kleinräumigen unterschiedlichen Dominanz von konduktivem und konvektivem Wärmetransport zu rechnen, was zur Ausbildung lokaler Wärmeanomalien führt (Teichmüller & Teichmüller 1979; Werner & Doebl 1974). Die Interpolation unterscheidet jedoch nicht zwischen konduktiven und konvektiven Wärmetransport. Dies hat Abweichungen zwischen modellierten und realen Temperaturen zur Folge. So führt die interpolative Berücksichtigung der Tempe-

4. Ergebnisse

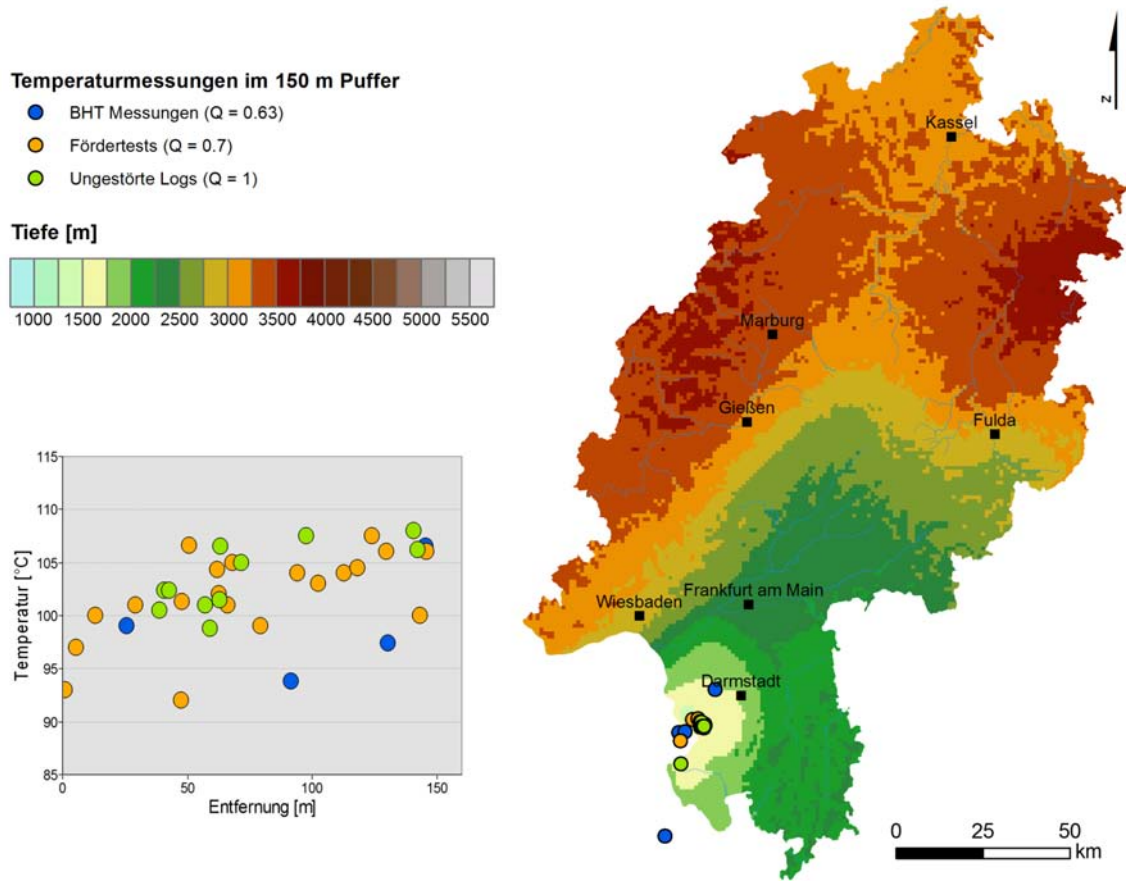


Abbildung 4.11.: Tiefenlage der 100 °C Isotherme.

raturdaten im Bereich des Oberrheingrabens zur Ausbildung regionaler Temperaturplumes (Abb. 4.14). Diese folgen im Modell jedoch nicht dem Verlauf der Störungen. Die regionale Ausdehnung dieser Temperaturplumes ist nicht zuletzt durch die geringe Datendichte unbekannt. Die im Modell sichtbaren Wärmeanomalien entstehen somit allein durch die Anordnung der Eingangsdaten und dem DSI-Algorithmus.

Zur Beschreibung der Unsicherheit des thermischen Modells musste eine mögliche Fehlschätzung des geothermischen Gradienten, sowie die Ungenauigkeit der Temperaturmessungen berücksichtigt werden. Für die Fehlschätzung des Gradienten wurde ein Wert von 0.005 K/m angenommen. Für den Fehler der Temperaturmessungen wurden 5 K angenommen. Dieser Wert ist, wie bereits in Abschnitt 3.2 erwähnt, nach Schulz et al. (2009) ungefähr der Fehler den korrigierte Bottom-Hole-Temperaturen aufweisen. Zur Angabe des möglichen Temperaturbereichs wurde eine maximale und eine minimale Temperatur mit den genannten Werten und der Teufe d berechnet (Gl. 4.1 und Gl. 4.2).

$$T_{max} = T_{Zelle} + 5 + 0.005 \cdot d \quad (\text{Gl. 4.1})$$

$$T_{min} = T_{Zelle} - 5 - 0.005 \cdot d \quad (\text{Gl. 4.2})$$

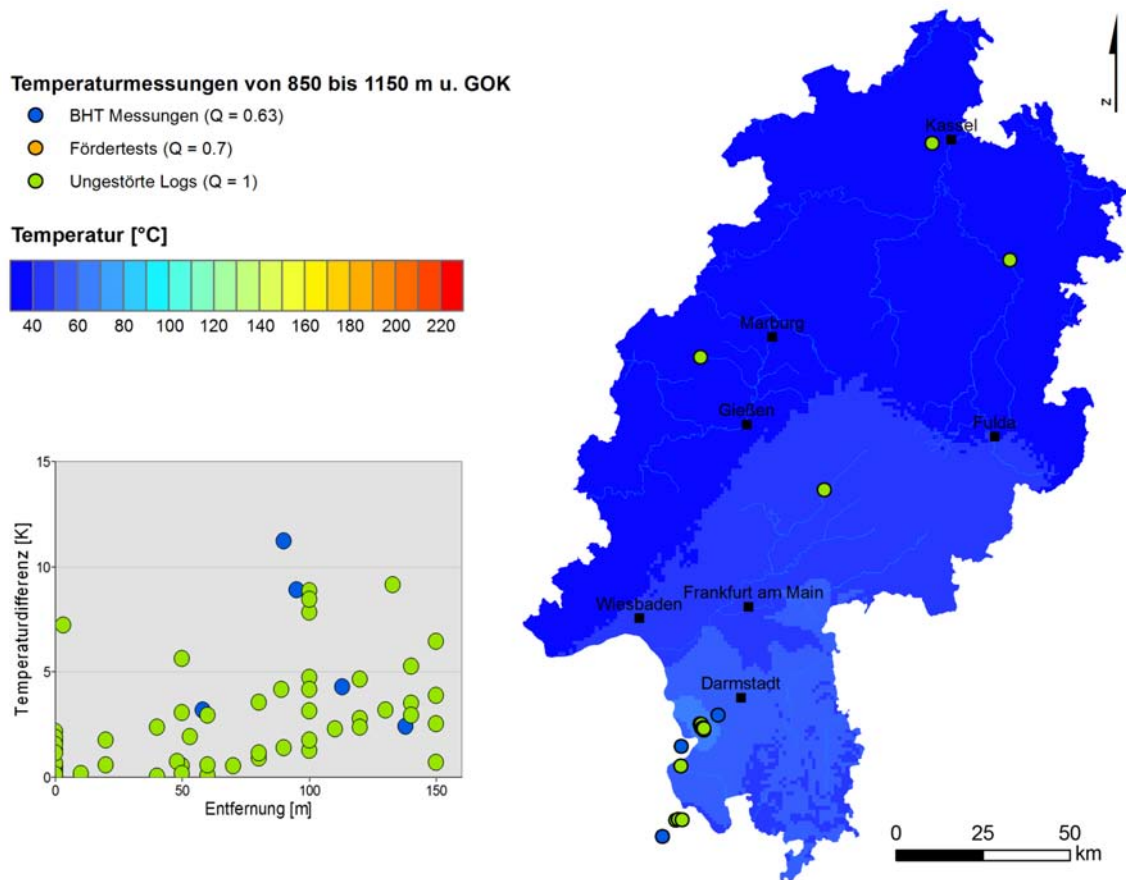


Abbildung 4.12.: Temperaturkarte für die Tiefenstufe 1000 m.

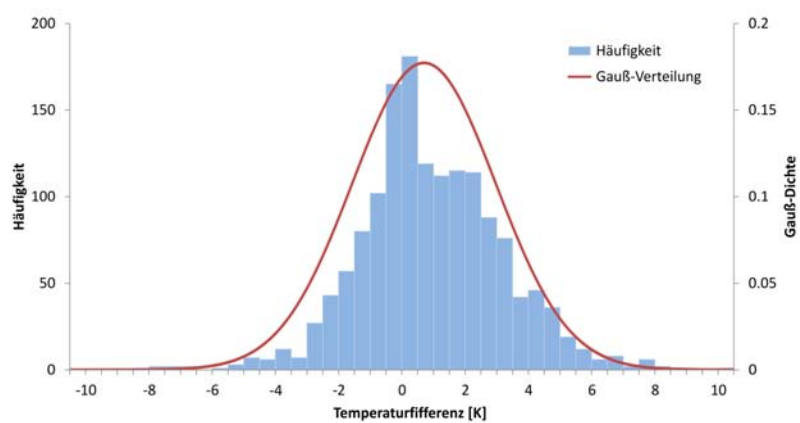


Abbildung 4.13.: Abweichung des Temperaturmodells von den genutzten Temperaturdaten. Da Temperaturdaten außerhalb des Oberrheingrabens nur indirekt berücksichtigt wurden, ergeben sich hier Abweichungen von bis zu 9 K; Mittelwert: 0.72 °C; Standardabweichung: 2.25 K.

4. Ergebnisse

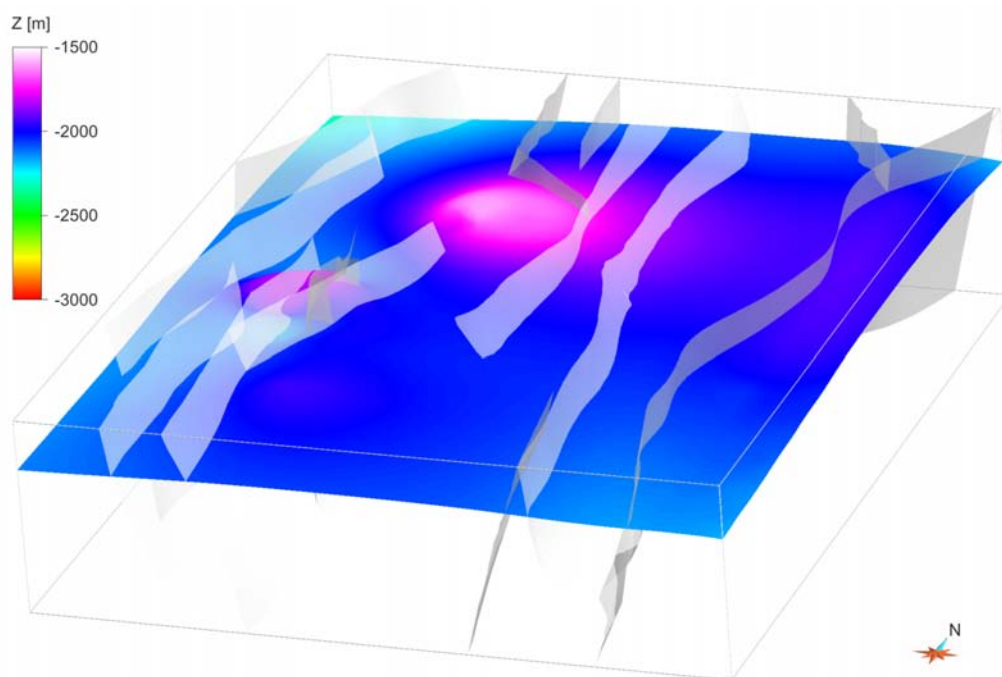


Abbildung 4.14.: 120 °C Isothermenfläche im Bereich des Oberrheingrabens. Lokal sind positive Anomalien erkennbar, welche auf konvektiven Wärmetransport in diesen Bereichen hinweisen.

4.3. Geopotenzialevaluation

4.3.1. Tiefengeothermische Potenziale

Die vorgestellten Modelle und die Methode zur Geopotenzialevaluation wurden im Rahmen des Hessen 3D Projekts zur Bestimmung geothermischer Potenziale genutzt (Sass & Hoppe 2011). Die SGrids wurden von Bär (2012) mit den zur Bestimmung des geothermischen Potenzials relevanten gesteinsphysikalischen Parametern belegt. Als relevante Kriterien zur Potenzialevaluation wurden die Parameter Temperatur, Gebirgspermeabilität, Matrixpermeabilität, Transmissibilität und Wärmeleitfähigkeit gewählt (Sass & Hoppe 2011). Die Ermittlung der Parameter und deren Implementation in die 3D-Volumengrids ist in Sass & Hoppe (2011), Bär et al. (2011) und Bär (2012) beschrieben.

Im Ergebnis stehen für das gesamte Bundesland Hessen formationsbezogen evaluierte geothermische Potenziale sowohl für die hydrothermale Nutzung, als auch für die petrothermale Nutzung zur Verfügung. Abb. 4.15 zeigt einen Ausschnitt des Rotliegend SGrids mit dem Ergebnis des hydrothermalen Potenzials.

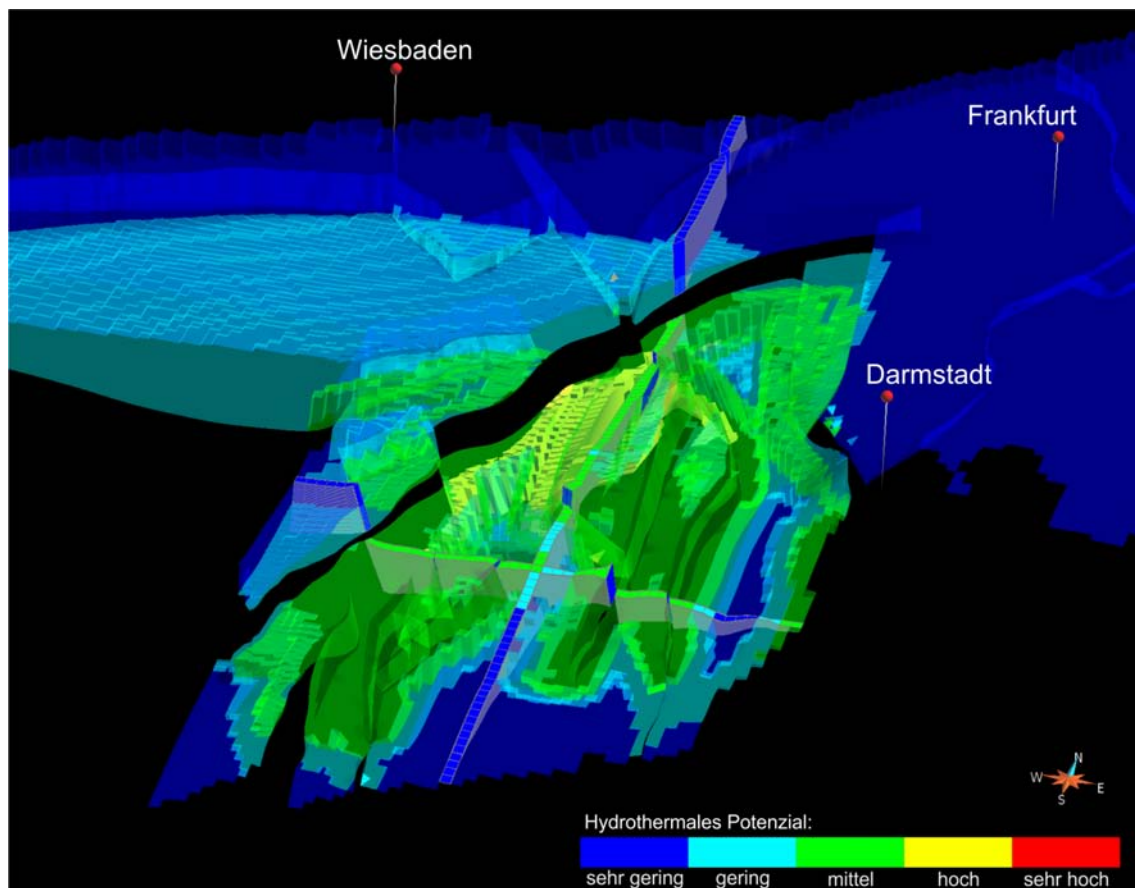


Abbildung 4.15.: Ergebnis der Evaluation des hydrothermalen Potenzials für das Rotliegend SGrid (Arndt et al. 2011).

4. Ergebnisse

4.3.2. Beispiel: Hydrogeothermale Potenziale unter Berücksichtigung der Parameterungenauigkeit

Das Monte-Carlo-Modul zur Berücksichtigung von Unsicherheiten in den attribuierten Grids (Abschnitt 3.3.3) wurde erst nach Abschluss des Hessen 3D Projekts entwickelt, daher konnte dieses dort nicht verwendet werden. Hier wird exemplarisch das Ergebnis der Evaluation hydrothermaler Potenziale in einem Teilausschnitt des Rotliegend-Grids unter Berücksichtigung der Schwankungsbreiten in den Daten beschrieben. Die Evaluation wurde für das hydrothermale Potenzial durchgeführt, da hier direkt auf die Daten des Hessen 3D Projekts zurückgegriffen werden konnte. Hier sind die Ungenauigkeiten der Parameterwerte in den Grids durch Minimal- und Maximalwerte beschrieben (Bär et al. 2011). Zudem konnten so die in Tab. 4.2 dargestellte Bewertungsmatrix, sowie die in Abb. 4.17 gezeigten Potenzialkurven genutzt werden. Die Klassifikation der Geopotenzialwerte erfolgte mit fünf äquidistanten Klassen (Tab. 3.5 auf S. 71). Es handelt sich also um die identischen Eingangsdaten wie in Sass & Hoppe (2011), mit Ausnahme um die in Abschnitt 3.3.3 beschriebene Erweiterung der Geopotenzialmethode zur Berücksichtigung der Parameterungenauigkeit. Um die Berechnungsdauer von 400 Realisationen in dem Formationsgrid des Rotliegend auf etwa 45 Minuten zu begrenzen, wurde das betrachtete Gebiet auf den Bereich des Oberrheingraben beschränkt. Das betrachtete Modellgebiet zeigt Abb. 4.16.

Tabelle 4.2.: Bewertungsmatrix zur Evaluierung des hydrothermalen Potenzials (Sass & Hoppe 2011). WLF: Wärmeleitfähigkeit, TEMP: Temperatur, MPERM: Gesteinspermeabilität, RMPERM: Gebirgspermeabilität, TRANS: Transmissibilität

	WLF	TEMP	MPERM	RMPERM	TRANS	Wichtung
WLF	1	1/9	1/3	1/5	1/7	3.7%
TEMP	9	1	5	3	2	44.5%
MPERM	3	1/5	1	1/2	1/4	9.1%
RMPERM	5	1/3	2	1	1/2	16.1%
TRANS	7	1/2	4	2	1	26.6%

Damit das SGrid von dem Potenzialevaluationsprogramm gelesen werden kann, muss das SGrid zunächst in Punkte konvertiert werden (Abb. 4.18 b). Diese werden als ASCII-Datei exportiert und evaluiert. In dem Rotliegend Formationsgrid aus Sass & Hoppe (2011) erfolgte die Angabe der Parameterungenauigkeit mit Minimal- und Maximalwerten. Aus diesem Grund mussten hier Annahmen zum Konfidenzniveau zwischen diesen Werten getroffen werden. Die Minimal- und Maximalwerte definieren sich über den Mittelwert plus, bzw. minus, der Standardabweichung des jeweiligen Parameters (frdl. mdl. Mitt. Bär, 2012), weshalb die in Tab. 4.3 gezeigten Konfidenzniveaus verwendet wurden. Das Ergebnis der Evaluation kann wieder als Punktdatensatz in GOCAD geladen, und auf das SGrid zurück übertragen werden (Abb. 4.18 c und d).

Das Ergebnis-Grid kann z.B. mit Schnitten ausgewertet werden. Zur genaueren Auswertung ist es zunächst wichtig einen Überblick über die Verteilung der Ergebnispotenziale zu erhalten. Nur wenn die Ergebnisse normalverteilt sind, kann eine Angabe mit Wahrscheinlichkeiten erfolgen. Aus diesem Grund ist in Abb. 4.19 das Ergebnis des Shapiro-Wilk Tests auf Normalverteilung dargestellt. In diesem Beispiel ist ersichtlich, dass der Großteil der Ergebnisse in den Zellen nicht normalverteilt ist. Zur Visualisierung der Verteilung der

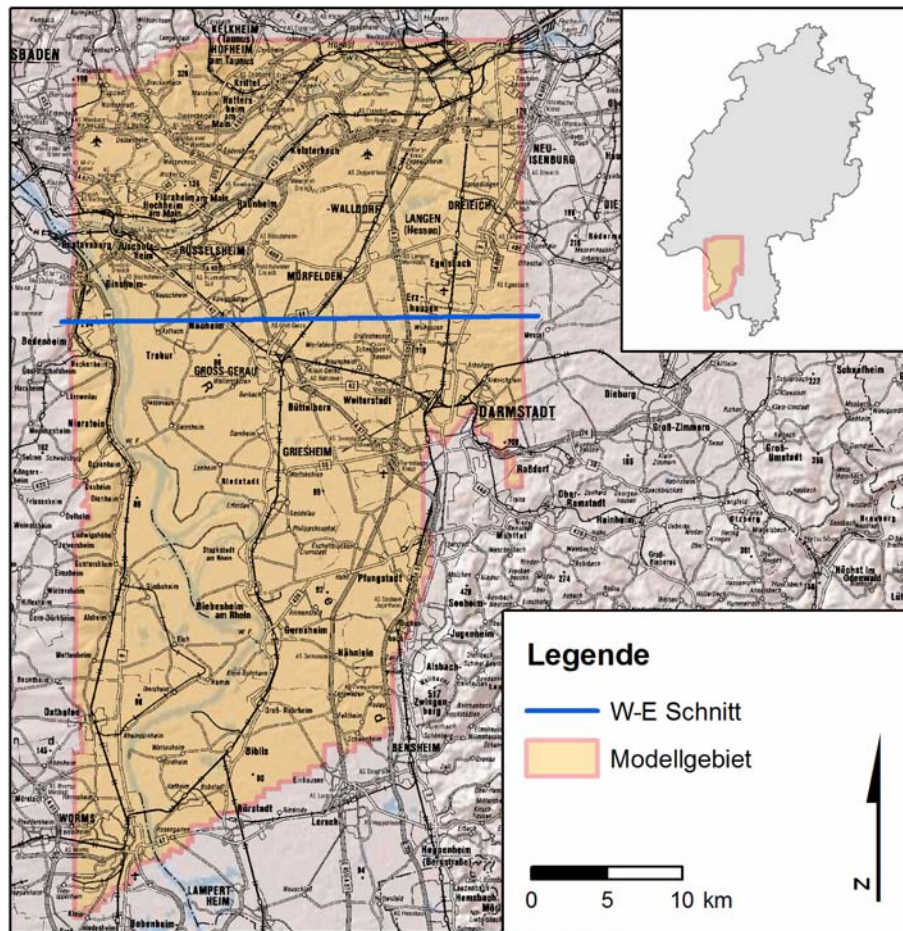


Abbildung 4.16.: Lageplan des betrachteten Modellausschnitts. Der Schnitt ist in Abb. 4.19ff dargestellt.

Tabelle 4.3.: Konfidenzniveaus für die verschiedenen Parameter.

Parameter	Konfidenz
Wärmeleitfähigkeit	65%
Temperatur	95%
Matrixpermeabilität	65%
Gebirgspermeabilität	65%
Transmissibilität	65%

Ergebnispotenziale ist in Abb. 4.20 exemplarisch, jeweils ein Histogramm für eine Zelle mit normalverteiltem Ergebnis und für eine Zelle deren Ergebnis nicht normalverteilt ist, dargestellt.

Hier ist zu erkennen, dass die Verteilung in Abb. 4.20 b rechtsschief ist, und das Ergebnis des Shapiro-Wilk Tests (nicht normalverteilt; SW-Ergebnisgröße = 0.8082 und P-Wert = 0) plausibel erscheint. Aus diesem Grund können für diese Zelle keine Wahrscheinlichkeiten für bestimmte Potenzialklassen mit einer Normalverteilung abgeleitet werden. In Abb. 4.20 a hingegen ist bereits optisch eine Normalverteilung in dem Histogramm zu erkennen.

4. Ergebnisse

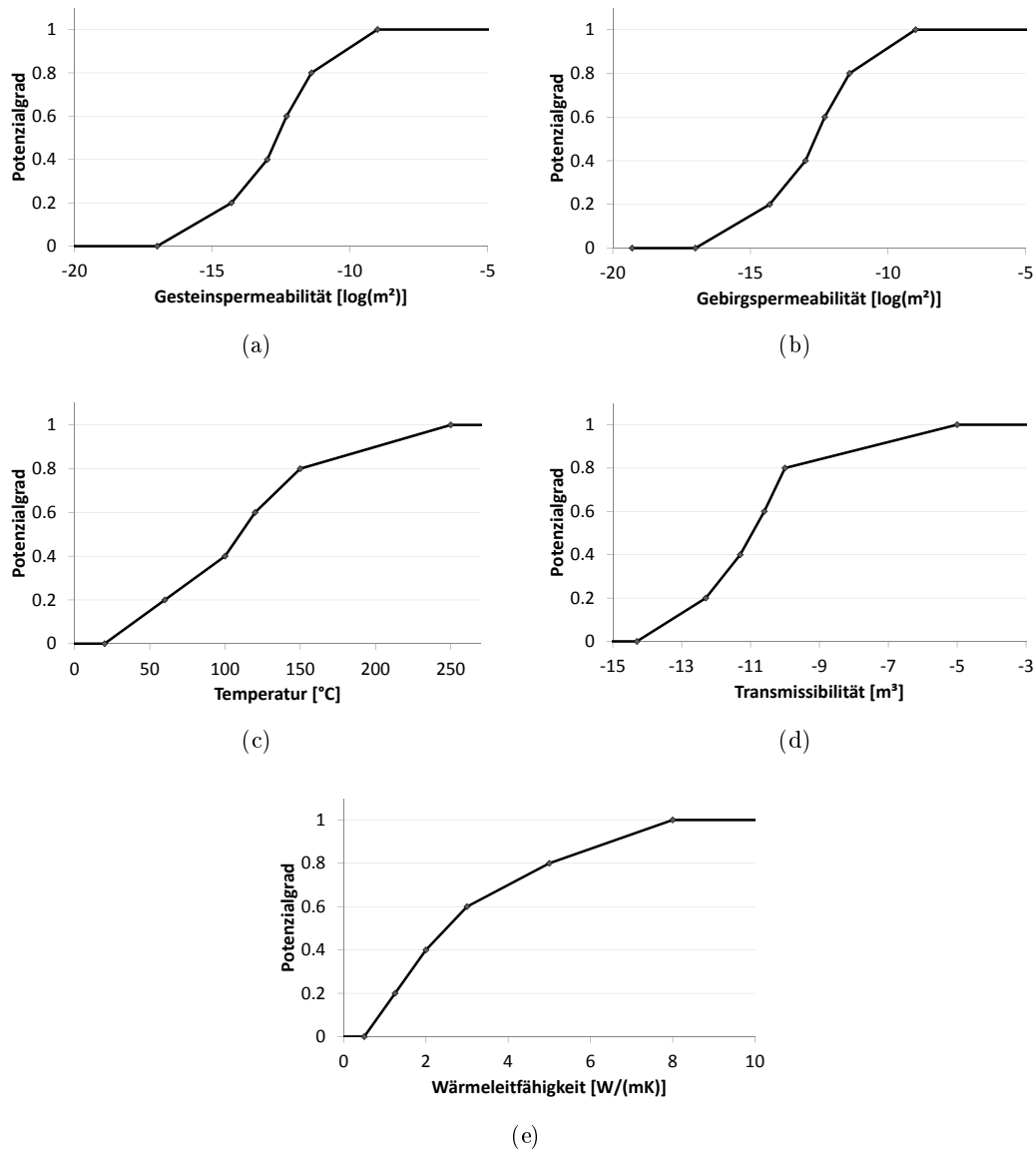


Abbildung 4.17.: Potenzialkurven für die Evaluation hydrothermaler Potenziale (Sass & Hoppe 2011).

Dies bestätigt auch das Ergebnis des Shapiro-Wilk Tests für diese Zelle (normalverteilt; SW-Ergebnisgröße = 0.9939 und P-Wert = 0.11329). Hier lassen sich somit Wahrscheinlichkeiten für die Potenzialklassen berechnen. Da die Normalverteilungshypothese jedoch vom Shapiro-Wilk Test überwiegend abgelehnt wurde, kann das gesamte Ergebnis-Grid nur mit Angaben in prozentualen Anteilen zu den Potenzialklassen erfolgen. In Abb. 4.21 sind diese für die Potenzialklassen „sehr gering“ bis „sehr hoch“ dargestellt. Darin ist die berücksichtigte Parameterungenauigkeit besonders gut an den Klassengrenzen durch einen weichen Übergang nachzuvollziehen. Der Schnittverlauf kann Abb. 4.16 entnommen werden.

Es zeigt sich, dass das hydrothermale Potenzial des Rotliegend in den tiefsten Bereichen des dargestellten Schnitts (Abb. 4.21, am Westrand des Oberrheingraben) in etwa 60 %

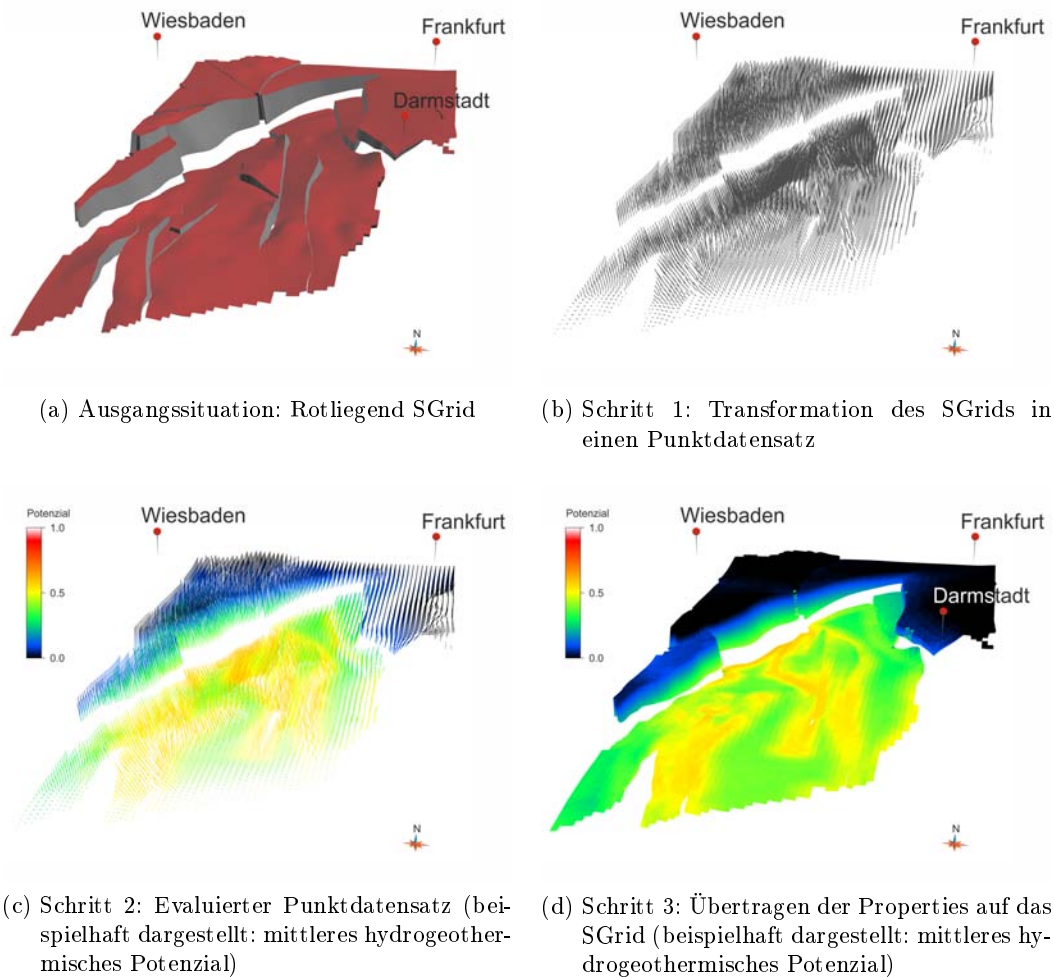


Abbildung 4.18.: Arbeitsschritte bei der Geopotenzialevaluation.

der berechneten Realisationen als hoch einzustufen sind. Gleichzeitig ist auch erkennbar, dass ein sehr hohes Potenzial nie berechnet wurde (Abb. 4.21 e).

Den Vergleich mit dem Ergebnis des hydrothermalen Potenzials von Sass & Hoppe (2011) und dem Mittelwert, sowie Median der hier durchgeführten Realisationen zeigt Abb. 4.22. Erwartungsgemäß ist der Unterschied hier gering. Aufgrund der überwiegend rechtsschiefen Verteilung beschreibt jedoch der Median, insbesondere in den Bereichen mit höherem Potenzial, das Ergebnis besser als der arithmetische Mittelwert.

Hilfreich ist bei der Auswertung außerdem die Standardabweichung. Diese nimmt mit zunehmender Tiefe zu (Abb. 4.23). Dies entspricht einer steigenden Ungenauigkeit bzw. Unsicherheit mit zunehmender Tiefe bezüglich der Parameterwerte. Im Maximum beträgt die Standardabweichung etwa 0.15. Das ist 75 % einer Geopotenzialklasse.

4. Ergebnisse

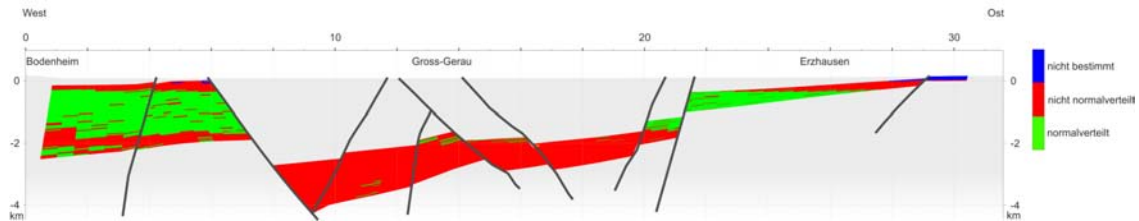
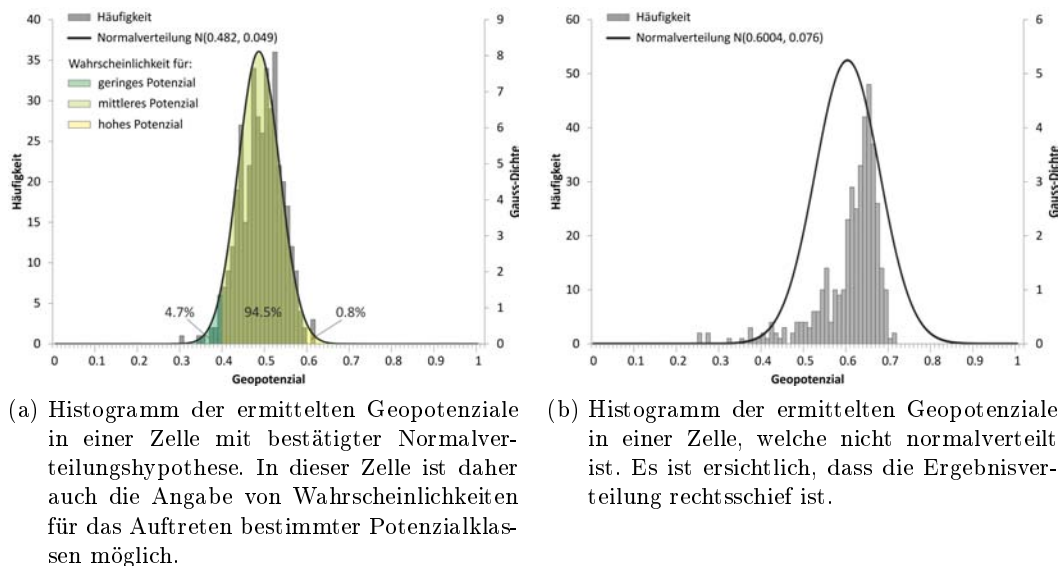


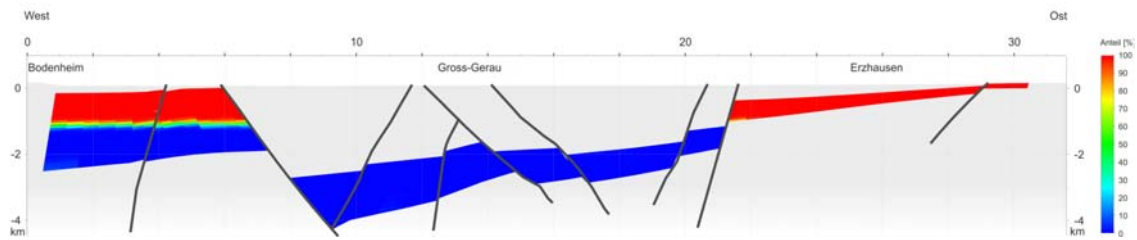
Abbildung 4.19.: Ergebnisse des Shapiro-Wilk Tests auf Normalverteilung mit einem Signifikanzniveau $\alpha = 5\%$. Der größte Teil des Ergebnisses ist nicht normalverteilt. Oberflächennah konnte der Test nicht berechnet werden, da hier das Ergebnispotenzial stets 0 betrug und deshalb keine Verteilung vorlag.



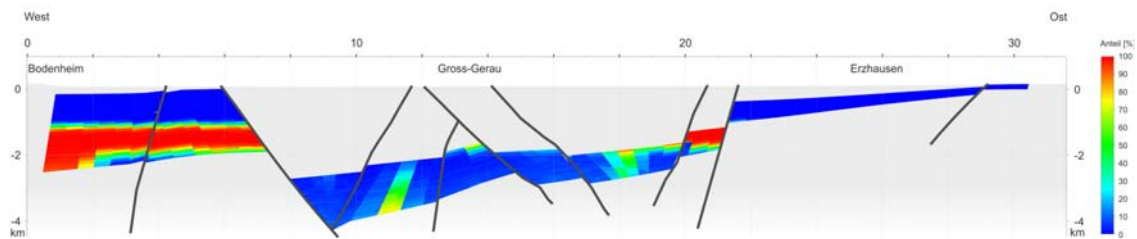
- (a) Histogramm der ermittelten Geopotenziale in einer Zelle mit bestätigter Normalverteilungshypothese. In dieser Zelle ist daher auch die Angabe von Wahrscheinlichkeiten für das Auftreten bestimmter Potenzialklassen möglich.
- (b) Histogramm der ermittelten Geopotenziale in einer Zelle, welche nicht normalverteilt ist. Es ist ersichtlich, dass die Ergebnisverteilung rechtsschief ist.

Abbildung 4.20.: Berechnete Geopotenziale der Realisationen einer Zelle, dargestellt im Histogramm mit einer Klassenbreite von 0.01.

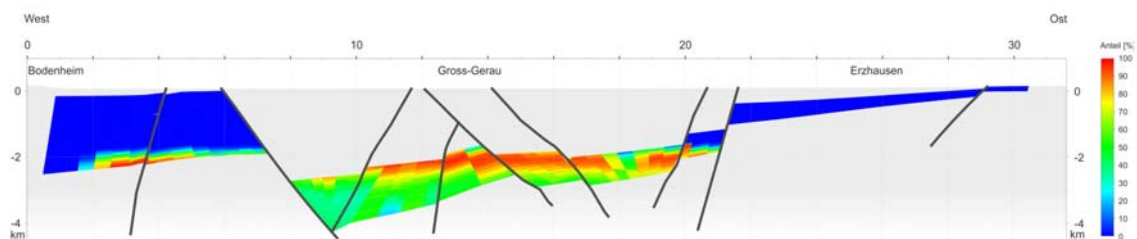
4.3. Geopotenzialevaluation



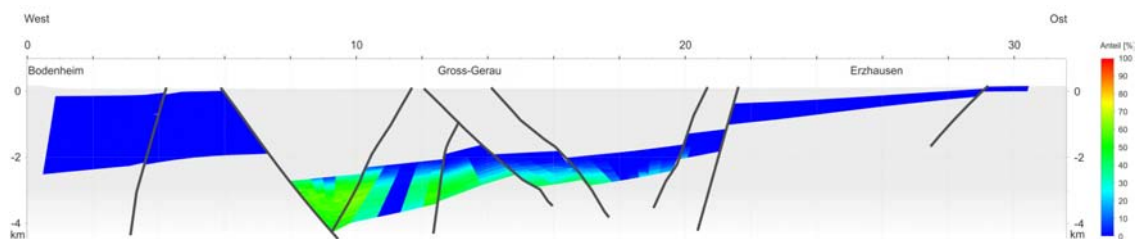
(a) Prozentualer Anteil der Ergebnisse mit sehr geringem Potenzial.



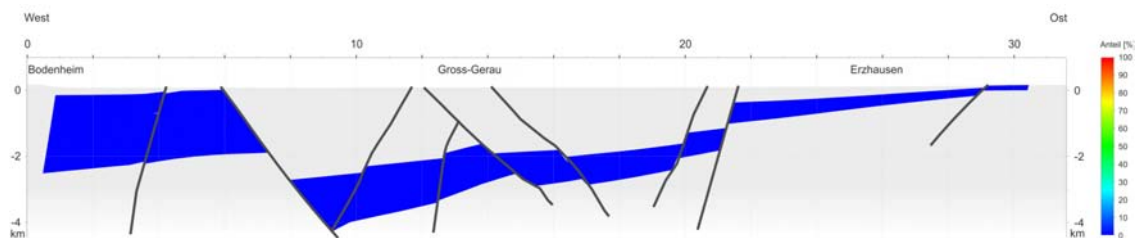
(b) Prozentualer Anteil der Ergebnisse mit geringem Potenzial.



(c) Prozentualer Anteil der Ergebnisse mit mittlerem Potenzial.



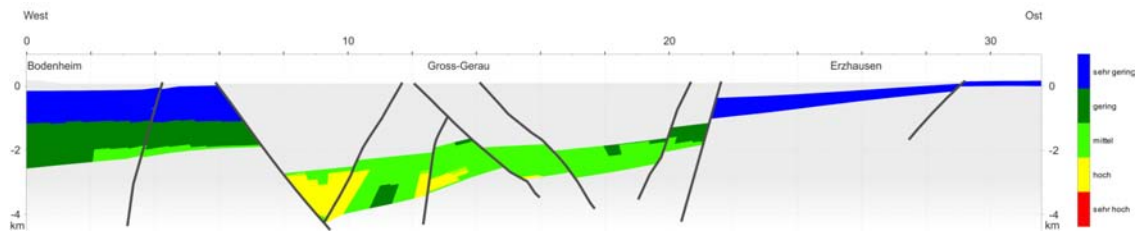
(d) Prozentualer Anteil der Ergebnisse mit hohem Potenzial.



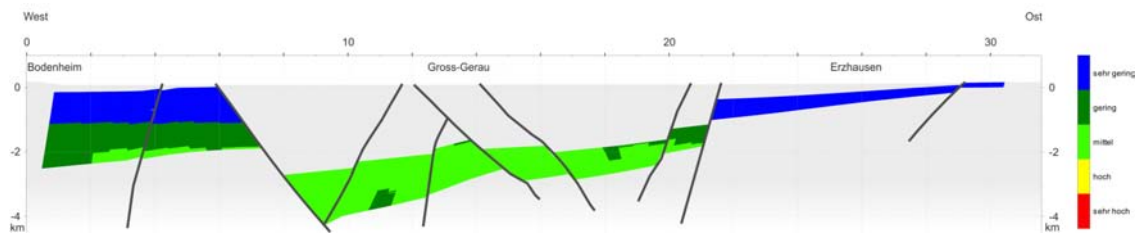
(e) Prozentualer Anteil der Ergebnisse mit sehr hohem Potenzial.

Abbildung 4.21.: Ergebnis der Potenzialevaluation dargestellt im West-Ost Schnitt.

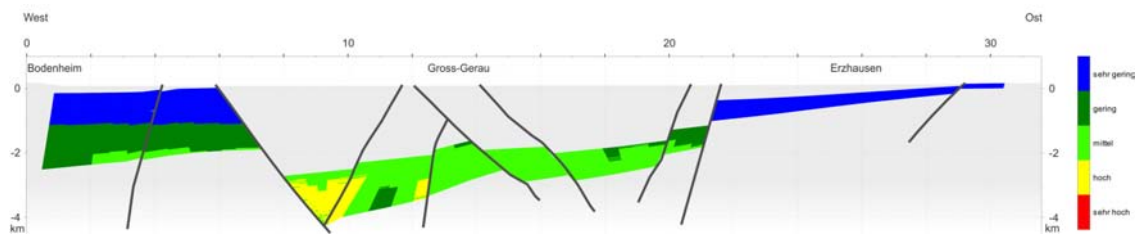
4. Ergebnisse



(a) Ergebnis des hydrothermalen Potenzials aus Sass & Hoppe (2011).



(b) Mittelwert des hydrothermalen Potenzials aus den Realisationen.



(c) Median des hydrothermalen Potenzials aus den Realisationen.

Abbildung 4.22.: Ergebnis der Potenzialevaluation von Sass & Hoppe (2011) im Vergleich mit dem Mittelwert und Median der Realisationen, dargestellt im West-Ost Schnitt. Aufgrund der überwiegend rechtsschiefen Verteilung der berechneten Potenziale repräsentiert der Median das Ergebnis besser als der Mittelwert.

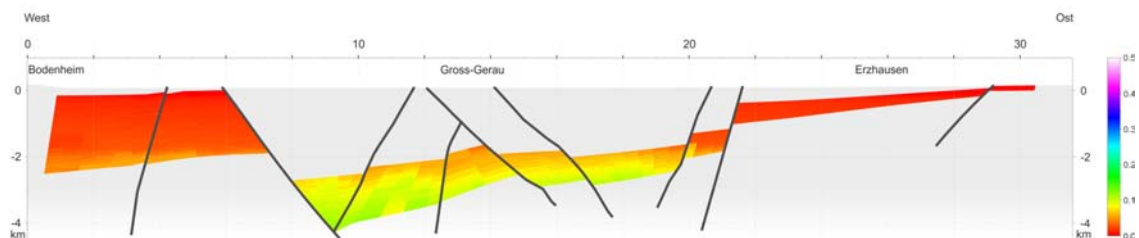


Abbildung 4.23.: Standardabweichung des hydrothermalen Geopotenzials. Mit zunehmender Tiefe steigt die Standardabweichung.

5. Diskussion

5.1. Geologisches 3D Modell

Das geologische 3D Modell ist eine Interpretation aus Bohrungen, geologischen Schnitten, Isolinenplänen, seismischen Messungen und weiteren Literaturdaten.

Ein Datensatz mit großer Unsicherheit sind die seismischen Messungen. Da diese in Zeittiefen vorliegen und erst migriert werden müssen, sind hier vielfältige Fehler denkbar. Die Modellierung der seismischen Geschwindigkeit erfolgt nach Gaertner & Witka (2005) u.a. mit Geschwindigkeitsmessungen in Bohrungen, Stapelgeschwindigkeiten und dem Anschluss definierter Reflexionshorizonte an Bohrungen. Das hier genutzte Modell zur Ausbreitungsgeschwindigkeit seismischer Wellen im Untergrund basiert auf den Angaben zur Stapelgeschwindigkeit in den Plots der seismischen Messungen. Da die Daten unterschiedlichen Alters sind und lediglich in einen 3D-Körper interpoliert wurden, ist das Geschwindigkeitsmodell mit großen Ungenauigkeiten belegt. Aus diesem Grund wurden Interpretationen aus den Seismiken nur untergeordnet verwendet.

Weiterhin sind die vorliegenden Daten natürlich nicht immer konsistent und ohne Widersprüche. Traten Probleme dieser Art auf, mussten Daten z.T. verworfen oder generalisiert werden. Oftmals entstanden Widersprüche durch Maßstabeffekte oder Übertragungsfehler. So ist es z.B. wenig überraschend, dass Isobathen für den gesamten Nordhessischen Bereich des Kupferschiefers aus Kulick et al. (1984) nicht immer mit geologischen Schnitten im Maßstab 1:25000 passen. Im gleichen Beispiel liegen jedoch auch Isobathen im Bereich der Wetterau oberhalb der Geländeoberkante. Dies heißt jedoch nicht zwingend, dass die komplette Karte unglaublich ist, da ja andere Bereiche sehr gut zu den Bohrdaten passen. Hier muss also eine Auswahl getroffen werden, welche Bereiche zur Modellierung genutzt werden und welche nicht. Dies war nicht immer so offensichtlich wie im obigen Beispiel und erfordert daher geologisches Fachwissen und ist bereits eine erste Interpretation der Daten des Modellierers. Die Auswahl der Datensätze bei Widersprüchen folgt also keinem festgelegten Schema, sondern ist immer abhängig vom speziellen Fall. Dies lässt Raum für abweichende Interpretationen. Genau hier setzt die beschriebene Implementierung der Unsicherheiten an. Geologische Modelle haben das Ziel die Natur möglichst realitätsnah abzubilden. Die geologische Realität ist dabei in großen Teilen unbekannt und das Modell spiegelt eine Interpretation aus den geologischen Eingangsdaten wider (Lelliott et al. 2009). Die Unsicherheit ist zunächst nur dem Modellierer bekannt, hat aber durchaus Einfluss auf Ergebnisse Dritter oder Entscheidungen, welche auf dem Modell basieren. Daher ist es wichtig zumindest grundlegende Informationen zur Unsicherheit des Modells Dritten zur Verfügung zu stellen.

Es ist jedoch wichtig zwischen Unsicherheit und Ungenauigkeit zu unterscheiden. Die Ungenauigkeit beschreibt die Abweichung von einem gesicherten, nachgewiesenen oder auch angenommenen Wert, während die Unsicherheit eben daraus entsteht, dass ein gesicherter, bzw. nachgewiesener Wert nicht gegeben ist. Die Ungenauigkeit kann also quantitativ, z.B. in Metern angegeben werden, während die Unsicherheit eher aus dem gesamten Erfahrungsschatz einer Person heraus in der Regel mit linguistischen Kennwerten (sicher,

5. Diskussion

bzw. unsicher) bewertet werden kann. Unsicherheiten resultieren i.d.R. aus einer mangelnden Datenlage in geologisch komplexen Gebieten, während die Ungenauigkeit eines geologischen Modells viele Ursachen haben kann. Zum einen spielen die Ungenauigkeiten der Eingangsdaten, wie z.B. die Genauigkeit der Einmessung der Lokation oder der Vertikalität einer Bohrung eine wichtige Rolle. Weitere Ursachen für Ungenauigkeiten liegen in der Modellierungsmethode selbst begründet, so hat z.B. die Dreiecksvermaschung einen Einfluss auf die Ungenauigkeit eines Modells. Je dichter das Netz, desto genauer ist das Abbild der Realität.

Für den Umgang mit Ungenauigkeiten in geologischen Strukturmodellen existieren verschiedene stochastische Konzepte (z.B. Cherpeau et al. 2010, 2011; Holden et al. 2003; Lelliott et al. 2009; Tacher et al. 2006; Thore et al. 2002). Diese in der Erdöl und Erdgas Industrie verbreiteten stochastischen Ansätze berechnen anhand von statistischen Verfahren ein wahrscheinlichstes Modell. Dafür werden viele aufgrund der Ungenauigkeit der Eingangsdaten mögliche Modelle (Realisationen) berechnet, woraus sich das wahrscheinlichste ableiten lässt. Unsicherheiten bezüglich der Raumlage bestehen hier also meist aus Ungenauigkeiten in den Eingangsdaten. Diese Modelle beziehen ihre Information i.d.R. aus 3D-Seismik, oder zumindest dicht verteilt liegenden 2D-Seismik Daten und Bohrungen, so dass die Eingangsdaten recht dicht und homogen verteilt sind. Diese Datenlage ist mit dem hier beschriebenen geologischen Modell mit einer Vielzahl verschiedener Datensätze unterschiedlichen Typs und Qualität nicht vergleichbar. Trotz der teilweise geringen Datendichte ist das vorliegende geologische Modell teilweise sehr komplex. Dies ist auch ein Grund, weshalb automatische, stochastische Realisationen hier nicht funktionieren. Jedoch kann das vorliegende Modell als eine mögliche Realisation der vorliegenden Eingangsdatensätze betrachtet werden. Es zeigt sich, dass die Unsicherheit in dem hessischen geologischen Modell eher aus der Verteilung der Eingangsdatensätze resultiert, als durch die möglichen Fehler dieser Daten. Daher ist die in das Modell implementierte Unsicherheit im Resultat hauptsächlich eine interpretative Abschätzung des Verhältnisses zwischen Datendichte und erwarteter geologischer Komplexität. Diese subjektive Interpretation der Unsicherheit in Verbindung mit den dokumentierten Abständen zu den nächstgelegenen Eingangsdatensätzen ist vorteilhaft, da diese auch von Nicht-Geologen leicht nachzuvollziehen ist.

Ausblickend erscheint es sehr interessant, das Modell oder Teile davon mittels palinspastischer Methoden, wie sie z.B. Jentzsch & Siehl (2002), Moretti et al. (2006) oder Durand-Riard et al. (2010) beschreiben, weiterzuentwickeln. Obwohl bereits im vorliegenden Modell sehr auf konsistente Störungsversätze geachtet wurde, könnte das Modell dadurch weiter an Qualität gewinnen.

Im Ergebnis bietet das geologische Modell eine gute Basis zur Bestimmung von Geopotenzialen auf Landesmaßstab. Außerdem ist es nun möglich die Geologie von Hessen anschaulich auch für Fachfremde zu präsentieren.

5.2. Temperaturmodell

Das Temperaturmodell muss differenziert betrachtet werden, da im Bereich des Oberrheingrabens vorhandene Temperaturdaten durch Interpolation berücksichtigt wurden, während die restlichen in Hessen zur Verfügung stehenden Temperaturdaten lediglich indirekt über die abgeleiteten geothermischen Gradienten eingegangen sind.

Bei einer Fehlerbetrachtung muss zwischen dem intrinsischen (z.B. durch den geometrischen Aufbau des Grids) und dem praktischen Fehler unterschieden werden. Das Temperaturmodell ist mit den Zellgrößen 500 x 500 x 50 Metern recht fein aufgelöst. Wird ein

Gradient von 3 Kelvin je 100 Metern angenommen, ist eine theoretische Auflösung auf 1.5 Kelvin anhand der vertikalen Dimension der Zellen möglich. Dies ist viel genauer als der praktische Fehler.

Da die Temperaturmessungen außerhalb des Oberrheingrabens nicht interpolativ berücksichtigt wurden, ergeben sich dort Ungenauigkeiten aufgrund der Abweichung des angenommenen geothermischen Gradienten und dem realen Gradienten. Dies führt zusätzlich zu den Ungenauigkeiten der Temperaturmessungen zu einem mit der Tiefe zunehmenden Fehler des Temperaturmodells, welcher durch Gl. 4.1 und Gl. 4.2 beschrieben wird. Die Auswirkungen dieser Ungenauigkeit soll das folgende Beispiel verdeutlichen.

Liegt beispielsweise die 70 °C Isotherme an einem Punkt in 2 km Tiefe, ergibt sich aus Gl. 4.1 und Gl. 4.2 dort eine Ungenauigkeit von ± 15 K. Dies ist ein prozentualer Fehler von 20 %. Bei einem geothermischen Gradienten von 3 K/100m bedeutet dies eine Genauigkeit der Tiefenlage der 70°C Isotherme von ± 500 m. Dies entspricht etwa der modellierten Mächtigkeit des Rotliegend in der Region Fulda. Dies zeigt eindrücklich wie stark der Einfluss von bereits geringen Temperaturabweichungen auf die Tiefenlage von Isothermenflächen ist. Jedoch ist der Fehler im Rahmen einer überschlägigen grobmaßstäblichen Abschätzung der Temperaturen für das gesamte Bundesland Hessen, insbesondere hinsichtlich der geringen Datenlage vertretbar.

Eine weitere Fehlerquelle ist, dass Temperaturmessungen (z.B. Förster & Förster 2000) keinen konstanten geothermischen Gradienten über die Tiefe zeigen, sondern einen, in Abhängigkeit von dem geologischen Bau, variablen Verlauf. Dies beschreibt die Fourier Gleichung (Gl. 5.1) sehr gut. Wird eine konstante Wärmestromdichte q angenommen, ergibt sich ein von der Wärmeleitfähigkeit λ des Gesteins abhängiger geothermischer Gradient.

$$\text{grad } T = \frac{q}{\lambda} \quad (\text{Gl. 5.1})$$

Ein weiterer die Untergrundtemperaturen beeinflussender Faktor ist die radiogene Wärmeproduktion (vgl. z.B. Förster & Förster 2000). Sind die Parameter Wärmestromdichte, radiogene Wärmeproduktion und die räumliche Verteilung der Wärmeleitfähigkeiten bekannt, ließe sich das Temperaturmodell ggf. auch numerisch berechnen. Das geologische Modell bietet sich prinzipiell für die Temperaturmodellierung an, nicht zuletzt weil für die meisten Formationen Wärmeleitfähigkeitsmessungen vorliegen (Bär et al. 2011). Jedoch ist die radiogene Wärmeproduktion, aufgrund der wenigen verfügbaren flächendeckenden Daten zum tieferen kristallinen Untergrund in Hessen, unbekannt. Die zusätzlich notwendigen Wärmestromdichten sind in Karten auf kontinentalem Maßstab dokumentiert (z.B. Hurter & Haenel 2002; Majorowicz & Wybraniec 2011). Hier stellt sich jedoch die Frage nach der Genauigkeit dieser Karten, so weist z.B. Mottaghy et al. (2010) auf Ungenauigkeiten darin hin. Dies ist hier schwer überprüfbar, jedoch fällt z.B. in der Karte des terrestrischen Wärmestroms in Abb. 5.1 b auf, dass in dem vulkanisch aktiven Gebiet des Etna (Sizilien) eine sehr geringe Wärmestromdichte verzeichnet ist. Selbst wenn alle in Abschnitt 3.2 beschriebenen Temperaturdaten und zugehörige Wärmeleitfähigkeiten aus Bär (2012) den Karten zugrunde liegen würden, wäre die Datendichte in den Nordhessischen Gebieten nicht ausreichend, um zu genaueren, belastbareren Ergebnissen zu kommen als mit dem Ansatz zur Regionalisierung der Daten über die Tiefenlage der Mohorovičić Diskontinuität. Dies zeigt sich z.B. auch im direkten Vergleich der Verteilung und Auflösung der Isolinien der verwendeten Karte der Tiefenlage der Mohorovičić Diskontinuität und der Karte des terrestrischen Wärmestroms in Abb. 5.1.

5. Diskussion

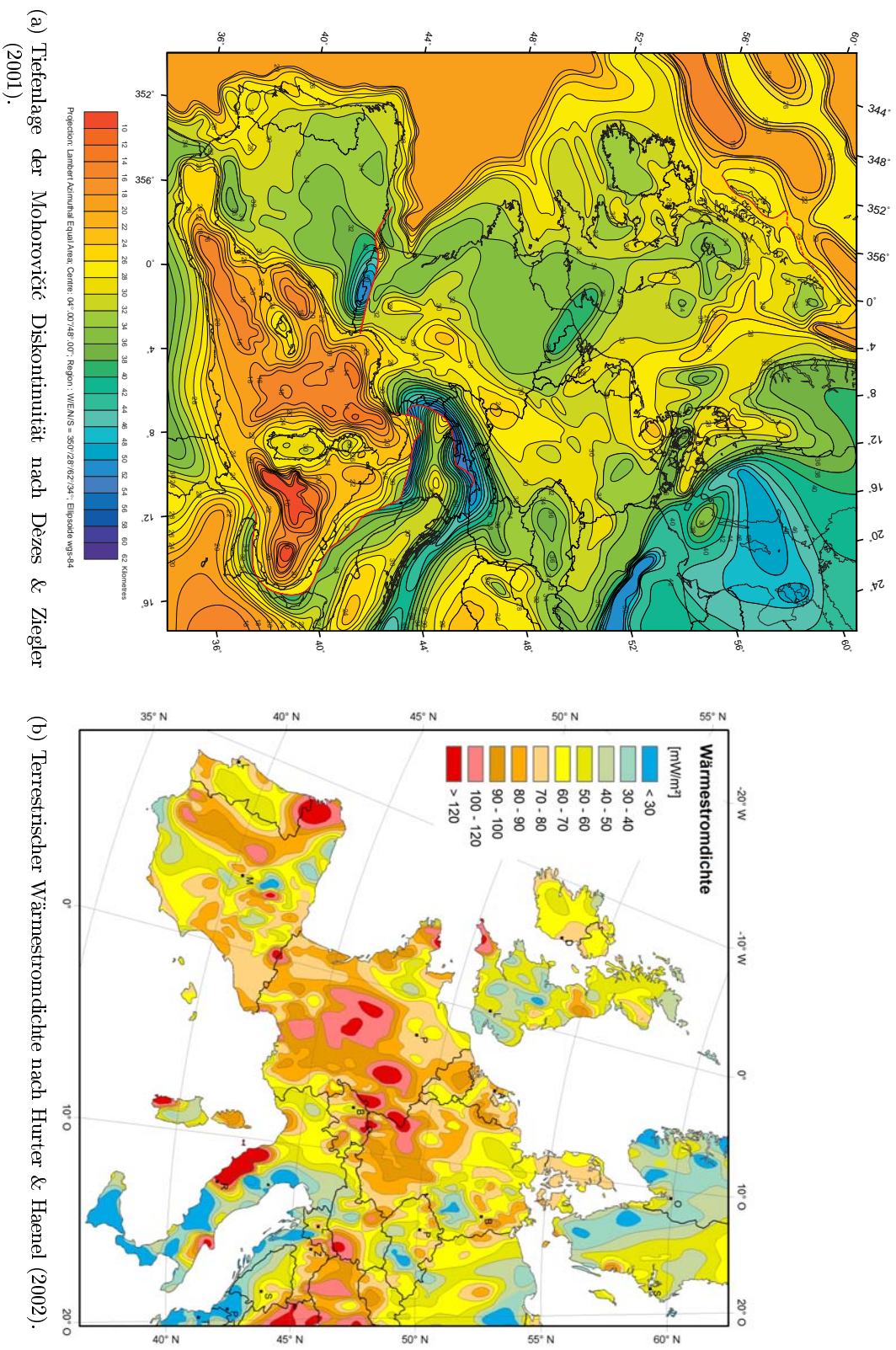


Abbildung 5.1.: Vergleich der Detaillierung der Tiefenlage der Mohorovičić Diskontinuität nach Dézes & Ziegler (2001) mit dem terrestrischen Wärmestrom nach Hurter & Haenel (2002). Beide Karten sind im Detaillierungsgrad vergleichbar.

Im Gegensatz zu den nordhessischen Bereichen werden im Bereich des Oberrheingrabens Temperaturmessungen berücksichtigt. Jedoch konnten nur Variogramme für Daten mit hoher Qualität berechnet werden. Daher wurden auch nur diese interpolativ berücksichtigt. Es ist davon auszugehen, dass bei weiterer Aufbereitung der Temperaturdaten, z.B. durch Entfernen von Messwerten geringer Qualität im Umkreis von Messwerten hoher Qualität (vgl. Agemar et al. 2011), eine räumliche Korrelation mit Variogrammen zu berechnen ist. So könnten dann auch Temperaturdaten mit geringerer Qualität in den Bereichen berücksichtigt werden, in denen aktuell noch eine Datenlücke herrscht.

Durch die interpolative Integration der Temperaturdaten ist die Abweichung des Modells von den Messungen natürlich gering. Außerdem ist der geothermische Gradient den Temperaturmessungen folgend entsprechend variabel. Jedoch werden durch die Berücksichtigung von Temperaturmesswerten im Bereich des Oberrheingrabens dort auch konvektiver Wärmetransport berücksichtigt. Dieser konvektive Wärmeﬂuss zeigt sich im Temperaturmodell am Besten in den Isothermenﬂächen (100 und 120 °C; Abb. 4.14). In Abb. 4.14 ist auch ersichtlich, dass die „Reichweite“ der Plumes teilweise sehr groß ist, was auf die glättende Eigenschaft des Interpolationsalgorithmus DSI zurückzuführen ist. In der Realität wird der konvektive Wärmetransport nah an den Störungen stattfinden. Daher ist die Reichweite vermutlich zu großräumig modelliert. Außerdem berücksichtigt die Interpolation den Verlauf der Störungen nicht. Hier wäre es wünschenswert, wenn der Verlauf der Störungen bei der Interpolation berücksichtigt werden könnte.

Zusammenfassend ist die Regionalisierung geothermischer Gradienten auf Grundlage der Mohorovičić Diskontinuität auch aufgrund der geringen Datenlage in großen Teilen Hessens eine geologisch nachvollziehbare Methode zur Erstellung eines flächendeckenden Temperaturmodells. Jedoch ist die Ungenauigkeit des Modells, die wesentlich aus der begrenzten Datenlage resultiert, stets zu berücksichtigen.

5.3. Geopotenzialmethode

Geopotenzialzuweisungen hängen i.d.R. von vielen Eigenschaften des Untergrunds ab, die aber meist unterschiedlich wichtig sind. Um zu einer Gewichtung zu gelangen, ist die Anwendung des AHP sinnvoll, da dies eine mathematisch nachvollziehbare Methode auf Basis vieler Paarvergleiche ist. Zudem ist der Analytic Hierarchy Process (AHP) eine weit verbreitete Methode für unterschiedlichen Anwendungen in vielen Fachdisziplinen (vgl. Vargas 1990). Für geologische Fragestellungen wurde dieser von Marinoni (2004) in ArcGIS implementiert und z.B. durch Hoppe et al. (2006) und Lamelas et al. (2009) für die Evaluation von Geopotenzialen verwendet. Der Vorteil des AHP ist die Möglichkeit über einfache Paarvergleiche mit einem mathematischen Algorithmus zu einer komplexen Bewertungsmatrix und einer hierarchischen Gewichtung zu gelangen. Dies macht die Methode für Multikriterielle Entscheidungsunterstützungssysteme (MCDSS) sehr beliebt (Meixner & Haas 2002; Vargas 1990). Insbesondere die Eigenschaft des AHP über einfache Paarvergleich zu einer kompletten (meist komplexen) hierarchische Gewichtung zu kommen, macht ihn für die Geopotenzialmethode interessant.

Damit die Eigenschaften der einzelnen Potenziale auf einer identischen Geopotenzial-Skala beschrieben werden können, wurden die Potenzialkurven eingeführt. Diese erlauben die Zuordnung von Potenzialen zu physikalischen Werten mit fließenden Übergängen. So werden harte Grenzen in den Randbereichen von Klassifikationen vermieden. Hierbei ist darauf hinzuweisen, dass der Verlauf dieser Kurven nur mit Fachkenntnissen zu erstellen ist. Die Ergebnisse hängen logischerweise stark von der Wahl der Potenzialkurven ab. Es ist außer-

5. Diskussion

dem wichtig darauf zu achten, dass die sprachlichen Beschreibungen der Potenzialgrade, sowohl bei den Potenzialkurven, als auch im Ergebnis stets gleich zugeordnet sind. Weiterhin sollten die Abstände zwischen den Potenzialklassen äquidistant sein, da ansonsten die Klasse mit der größten Spannbreite überbewertet wird.

Bereits die Ungenauigkeitsbetrachtung des Temperaturmodells zeigt deutlich, dass z.B. durch die ungenaue Tiefenlage von Isothermenflächen, eine starre auf binären Entscheidungsbäumen aufgebaute Geopotenzial-Evaluation den Eingangsdaten nicht gerecht wird und eine Berücksichtigung der Parameterungenauigkeiten notwendig ist. Eine binäre Klassifikation in Geopotenziale wird in der vorgestellten Methode zum einen durch die Potenzialkurven vermieden. Zum Anderen ist es durch die Verwendung des Monte-Carlo-Moduls darüber hinaus möglich, auch die Auswirkung der Ungenauigkeit auf das Geopotenzial-Ergebnisses zu quantifizieren.

Da das Ergebnis für jede Zelle einzeln betrachtet werden muss, und zudem im 3D Modellierungsprogramm nur jede Realisation einzeln dargestellt werden kann, ist es schwierig, die einzelnen Realisationen übersichtlich darzustellen. Hier wäre eine Erweiterung in der Modellierungssoftware zur Auswertung verschiedener Realisation im Histogramm (siehe Abb. 4.20) wünschenswert. Aktuell ist die Darstellung der statistischen Auswertung des Ergebnisses die geeignetste Darstellung in der Modellierungssoftware. Da jedoch für viele Punkte in der statistischen Auswertung eine Normalverteilung vorausgesetzt wird, ist es wichtig zumindest mit einem Test diese Hypothese zu überprüfen. Die Kontrolle der Normalverteilungshypothese ist nicht trivial, sondern erfordert normalerweise eine eingängige Datenanalyse. Eben diese Analyse ist aufgrund der beschränkten Möglichkeiten der Modellierungssoftware schwierig. Daher muss hier auf die Ergebnisse des Shapiro-Wilk und Jarque-Bera Tests vertraut werden. Ohne Annahme einer Normalverteilung der Ergebnisse bleibt nur die Angabe des Mittelwerts, bzw. des Medians und der prozentualen Anteile der Potenzialklassen. Ein weiteres Problem, welches sich durch die Annahme einer Normalverteilung der Ergebnisse ergibt, ist, dass die Normalverteilung von $-\infty$ bis $+\infty$ gilt, während die Potenziale nur Werte zwischen 0 und 1 vorsehen. In Fällen in denen Geopotenzialwerte nahe der Randbereiche (0 bzw. 1) liegen, ist es wahrscheinlich, dass die Normalverteilung auch Werte größer 1 bzw. kleiner 0 abbildet. Hier wäre also eine andere Verteilung für die Auswertung zu wählen. Im dargestellten Beispiel der hydrothermalen Potenziale konnte dies jedoch nicht beobachtet werden. Außerdem sollte in diesen Fällen der Shapiro-Wilk und/oder der Jarque-Bera Test die Normalverteilungshypothese verneinen.

Aktuell wird jede Zelle einzeln anhand der jeweiligen Parameter evaluiert. Für Fragestellungen in denen z.B. das Volumen zusammenhängender Zellen mit bestimmten Parametern relevant sind, müssen jedoch die Informationen benachbarter Zellen berücksichtigt werden. Werte benachbarter Zellen werden in der hier vorgestellten Methode zur Zeit nicht betrachtet. Jedoch ist es möglich, weitergehende Auswertungen in dem 3D Modellierungsprogramm vorzunehmen. Hier könnten Abfragen wie „Zeige alle Zellen, die zusammen genommen ein Volumen von mindestens $x \text{ m}^3$ einnehmen und mit einer Wahrscheinlichkeit von mindestens 70 % mit mindestens „hohem Potenzial“ bewertet wurden“ ausgeführt und evaluiert werden.

Letztlich ergibt die Kombination aus dem weit verbreiteten AHP, den Potenzialkurven und dem Monte-Carlo-Modul ein sehr flexibles Verfahren zur Bestimmung von Geopotenzialen. Dieses hat den Vorteil, dass es aufgrund mathematischer Methoden auch für Dritte reproduzierbar ist. Darüber hinaus hat sie sich in der hier vorgestellten exemplarischen Potenzialbewertung des hydrothermischen Potenzials und in Sass & Hoppe (2011) sowie in Bär (2012) bewährt. Zusammenfassend erscheint die Methode besonders geeignet für groß-

räumige Potenzialstudien. Jedoch sind Anwendungen auch in hochaufgelösten Modellen denkbar.

6. Zusammenfassung

Das in der vorliegenden Arbeit vorgestellte geologische Modell liefert die räumliche Geometrie der stratigraphischen Horizonte Quartär bis Tertiär, Muschelkalk, Buntsandstein, Zechstein, Rotliegend und Prä-Perm flächendeckend in bis zu 5 km Tiefe für das gesamte Bundesland Hessen. Es integriert zudem wichtige Störungen. Eingangsdaten für das Modell waren mehr als 4150 Bohrungen, 318 geologische Schnitte, sowie Isolinienkarten und untergeordnet Seismikdaten. Die Detaillierung des Modells ist regional unterschiedlich und korreliert mit der Eingangsdatendichte. Insbesondere der Bereich des Oberrheingrabens ist sehr detailliert.

Das geologische Strukturmodell wurde in 3D Volumengrids (SGrids) mit Zellgrößen von etwa 500 m in horizontaler und 50 m in vertikaler Richtung überführt. So lassen sich die 3D Homogenkörper aus dem Strukturmodell mit gesteinsphysikalischen Kennwerten belegen (Bär 2012; Sass & Hoppe 2011).

Darüber hinaus wird in dieser Arbeit ein Temperaturmodell für Hessen vorgestellt. Durch die Kombination aus beiden Modellen steht somit ein geologisches 3D-Informationssystem zur Verfügung. Sowohl das geologische Modell, als auch die Parameter in den SGrids sind mitunter ungenau, bzw. mit Unsicherheiten belegt. Damit diese berücksichtigt werden können, wurden die Unsicherheiten abfragbar direkt im geologischen Modell implementiert. So können auch Dritte über die normalerweise ausschließlich dem Modellierer bekannte Information zur Ungenauigkeit, bzw. Unsicherheit verfügen.

Durch das Temperatur- und das geologische Modell werden zellbasierte Geopotenzialstudien erst ermöglicht. Dafür wird zudem in dieser Arbeit eine neue Geopotenzialmethode vorgestellt. Diese nutzt den aus den Mehrkriteriellen Entscheidungsunterstützungssystemen bekannten Analytic Hierarchy Process, um zu einer Gewichtung vieler Parameter zu gelangen. Durch das neue Potenzialkurvenkonzept ermöglicht die Methode letztlich eine zellbasierte Bestimmung von Geopotenzialen in 3D-Grid-Objekten. Damit im Ergebnis von Geopotenzialstudien der Einfluss von Parameterungenauigkeiten quantifiziert werden kann, wurde zudem ein Monte-Carlo-Modul implementiert.

Die Modelle und die Geopotenzialmethode wurden zur Evaluation von geothermischen Potenzialen in Sass & Hoppe (2011) und Bär (2012) angewandt. Das hier exemplarisch, mit Hilfe von Daten von Sass & Hoppe (2011) und Bär (2012), berechnete „Hydrogeothermisches Potenzial“ berücksichtigt Parameterungenauigkeiten und ergibt ein plausibles Ergebnis, vergleichbar mit dem aus Sass & Hoppe (2011), jedoch ergänzt um Angaben zur Ungenauigkeit der Ergebnisse. Die Vergleichbarkeit und geologische Nachvollziehbarkeit der Ergebnisse zeigen, dass die Geopotenzialmethode und die Modelle geeignet sind um Geopotenziale zu evaluieren.

Ausblickend lässt sich das Modell zur Bestimmung weiterer Geopotenziale nutzen. Der Verschnitt mehrerer Potenziale ließe dann genauere Analysen zu Nutzungskonflikten und ihrer Visualisierung zu. So könnten z.B. Hinweise zur optimalen Nutzung des Untergrunds in Zusammenhang mit weiteren Geopotenzialen wie der Speicherung von Stoffen im tiefen Untergrund (CO₂, Erdgas, Methan, Wasserstoff, Druckluft) oder der Nutzung nicht kon-

6. Zusammenfassung

ventioneller Kohlenwasserstofflagerstätten („Tight Gas“, bzw. „Shale Gas“-Lagerstätten) mit den gezeigten Modellen und Methoden geliefert werden.

7. Literatur

- Agemar, T. (2009): Struktur- und Temperaturmodelle. – In: Aufbau eines geothermischen Informationssystems für Deutschland – Endbericht. Hrsg. von R. Schulz & GEOTIS-Team. Hannover: LIAG, S. 82–94.
- Agemar, T.; Schellschmidt, R. & Schulz, R. (2011): 3D-Modell der Untergrundtemperatur von Deutschland. – Proceedings des Geothermiekongress 2011 Bochum, 15.-17. November 2011.
- Anderle, H.-J. (1974): Block Tectonic Interrelations between Northern Upper Rhine Graben and Southern Taunus Mountains. – In: Approaches to Taphrogenesis - Proceedings of an International Rift Symposium held in Karlsruhe April 13-15, 1972. Hrsg. von J.H. Illies & K. Fuchs. Schweizerbart, S. 243–253.
- Anderle, H. J.; Bittner, R.; Bortfeld, R.; Bouckaert, J.; Buchel, G.; Dohr, G.; Durbaum, H. J.; Durst, H.; Fielitz, W.; Fluh, E.; Gundlach, T.; Hance, L.; Henk, A.; Jordan, F.; Klaschen, D.; Klockner, M.; Meissner, R.; Meyer, W.; Oncken, O.; Reichert, C.; Ribbert, K. H.; Sadowiak, P.; Schmincke, H. U.; Schmoll, J.; Walter, R.; Weber, K.; Weihrauch, U.; Wever, T. & DEKORP Res. Grp. Contributors (1991): Results of the Dekorp-1 (Belcorp-Dekorp) Deep Seismic-Reflection Studies in the Western Part of the Rhenish Massif. – Geophys. J. Int. 106.1, S. 203–227.
- Arndt, D. (2010a): GOCAD-Tools. – Webseite. URL: <http://www.dirk-arndt.de/?q=node/18> (Abruf am 10.04.2011).
- Arndt, D. (2010b): MyWell2GOCAD. – Webseite. URL: <http://www.dirk-arndt.de/?q=node/10> (Abruf am 10.04.2011).
- Arndt, D. (2010c): MyXSEC2GOCAD. – Webseite. URL: <http://www.dirk-arndt.de/?q=node/19> (Abruf am 10.04.2011).
- Arndt, D.; Bär, K.; Fritsche, J.-G.; Kracht, M.; Sass, I. & Hoppe, A. (2011): 3D structural model of the Federal State of Hesse (Germany) for geo-potential evaluation. – Z. dt. Ges. Geowiss. 162.4, S. 353–369.
- Backhaus, E. & Schwarz, S. (2003): Ein Sammelprofil des Buntsandsteins und Zechsteins im mittleren Odenwald anhand von Bohrungen und Gamma-Logs. – Geol. Jb. Hessen 130, S. 91–107.
- Bär, K. (2012): Potenziale der Tiefen Geothermie zur Stromerzeugung und Heizwärmege-winnung in Hessen - Quantifizierung und qualitative Potenzialbestimmung mit Hilfe geothermischer 3D-Modellierung. – Diss. TU Darmstadt, in press.
- Bär, K.; Arndt, D.; Fritsche, J.-G.; Götz, A.E.; Kracht, M.; Hoppe, A. & Sass, I. (2011): 3D-Modellierung der tiefegeothermischen Potenziale von Hessen – Eingangsdaten und Potenzialausweisung. – Z. dt. Ges. Geowiss. 162.4, S. 371–388.
- Bauer, W.; Becker, A. & Schwarz, M. (2010): Greenfield Exploration im Feld Idstein. – Erdöl Erdgas Kohle 126.2, S. 64–67.
- Becker, F. (2002): Zechsteinkalk und Unterer Werra-Anhydrit (Zechstein 1) in Hessen: Fazies, Sequenzstratigraphie und Diagenese. – Geol. Abh. Hessen 109, 231 S.

7. Literatur

- Behr, H. J. & Heinrichs, T. (1987): Geological Interpretation of Dekorp-2-S - a Deep Seismic-Reflection Profile across the Saxothuringian and Possible Implications for the Late Variscan Structural Evolution of Central-Europe. – *Tectonophysics* 142.2-4, S. 173–202.
- Behrmann, J.H.; Ziegler, P.A.; Schmid, S.M.; Heck, B. & Granet, M. (2005): EUCOR-URGENT Upper Rhine Graben Evolution and Neotectonics. – *Int. J. E. Sci.* 94.4.
- Berger, J. P.; Reichenbacher, B.; Becker, D.; Grimm, M.; Grimm, K.; Picot, L.; Storni, A.; Pirkenseer, C.; Derer, C. & Schäfer, A. (2005): Paleogeography of the Upper Rhine Graben (URG) and the Swiss Molasse Basin (SMB) from Eocene to Pliocene. – *Int. J. E. Sci.* 94.4, S. 697–710.
- Beutler, G. & Szulc, J. (1999): Die paläogeographische Entwicklung des Germanischen Beckens in der Trias und die Verbindung zur Tethys. – In: *Trias – Eine ganz andere Welt, Mitteleuropa im frühen Erdmittelalter*. Hrsg. von N. Hauschke & V. Wilde. Dr. Friedrich Pfeil Verlag, S. 71–80.
- Blum, R.; Horn, M. & Koschyk, K. (1984): Seismische Untersuchungen in der nördlichen Hessischen Senke. – *Geol. Jb. Hessen* 112, S. 219–233.
- Boigk, H. & Schöneich, H. (1970): Die Tiefenlage der Permbasis im nördlichen Teil des Oberrheingrabens. – In: *Graben Problems*. Hrsg. von J.H. Illies & S. Mueller. Stuttgart: Schweizerbart, S. 48–55.
- Boigk, H. & Schöneich, H. (1974): The Rhinegraben: geologic history and neotectonic activity – Perm, Trias und älterer Jura im Bereich der südlichen Mittelmeer-Mjösen-Zone und des Rheingrabens. – In: *Approaches to Taphrogenesis - Proceedings of an International Rift Symposium held in Karlsruhe April 13-15, 1972*. Hrsg. von J.H. Illies & K. Fuchs. Schweizerbart, S. 60–71.
- Bosquet, F. & Dulac, J.-C. (2000): Advanced volume visualization – new ways to explore, analyze, and interpret seismic data. – *The Leading Edge* 19.5, S. 535–537.
- Box, G.E.P. & Muller, M.E. (1958): A Note on the Generation of Random Normal Deviates. – *Ann. Math. Statist.* 29.2, S. 610–611.
- Brun, J. P.; Gutscher, M. A.; Blum, R.; Bois, C.; Burg, J. P.; Colletta, B.; Durbaum, H.; Damotte, B.; Durst, H.; Fuchs, K.; Grohmann, N.; Hubner, M.; Karcher, T.; Kessler, G.; Klockner, M.; Lucazeau, F.; Luschen, E.; Marthelot, J. M.; Meier, L.; Ravat, M.; Reichert, C.; Vernassa, S.; Villemin, T.; Wenzel, F. & Wittlinger, G. (1992): Deep Crustal Structure of the Rhine Graben from Dekorp-Ecors Seismic-Reflection Data - a Summary. – *Tectonophysics* 208.1-3, S. 139–147.
- Caritat, P. d.; Killick, M.F.; Lavitt, N.; Tan, K.P. & Tonui, E. (2000): 3D conceptual modelling to aid mineral exploration in the southern Callabonna Sub-basin. – *MESA Journal* 19, S. 46–47.
- Caumon, G.; Collon-Drouaillet, P.; Veslud, C. L. d.; Viseur, S. & Sausse, J. (2009): Surface-Based 3D Modeling of Geological Structures. – *Math. Geosci.* 41.8, S. 927–945.
- CCOP, Coordinating Committee for Coastal and Offshore Geoscience Programmes in East and Southeast Asia (1999): The CCOP Petroleum Resource Classification System. – Webseite. URL: <http://www.ccop.or.th/ppm/document/home/ResClass.pdf> (Abruf am 16.01.2012).
- Cherpeau, N.; Caumon, G. & Levy, B. (2010): Stochastic simulations of fault networks in 3D structural modeling. – *Comptes Rendus Geoscience* 342.9, S. 687–694.

- Cherpeau, N.; Caumon, G. & Lévy, B. (2011): Stochastic structural modeling in sparse data situations. – Proceedings of 31st GOCAD Meeting, Nancy.
- Clauser, C. & Villinger, H. (1990): Analysis of Conductive and Convective Heat-Transfer in a Sedimentary Basin, Demonstrated for the Rheingraben. – *Geophys. J. Int.* 100.3, S. 393–414.
- Clauser, C.; Deetjen, H.; Höhne, F.; Rühaak, W.; Hartmann, A.; Schellschmidt, R.; Rath, V. & Zschocke, A. (2002): Erkennen und Quantifizieren von Strömung: Eine geothermische Rasteranalyse zur Klassifizierung des tiefen Untergrundes in Deutschland hinsichtlich seiner Eignung zur Endlagerung radioaktiver Stoffe. – Studie des Applied Geophysics and Geothermal Energy E.ON Energy Research Center, RWTH Aachen & GGA Institut, 159 S.
- Cloetingh, S.; Wees, J.D. v.; Ziegler, P.A.; Lenkey, L.; Beekman, F.; Tesauro, M.; Förster, A.; Norden, B.; Kaban, M.; Hardebol, N.; Bonté, D.; Genter, A.; Guillou-Frottier, L.; Ter Voorde, M.; Sokoutis, D.; Willingshofer, E.; Cornu, T. & Worum, G. (2010): Lithosphere tectonics and thermo-mechanical properties: An integrated modelling approach for Enhanced Geothermal Systems exploration in Europe. – *Earth-Science-Reviews* 102.3-4, S. 159–206.
- Derer, C. E.; Schumacher, M. E. & Schäfer, A. (2005): The northern Upper Rhine Graben: basin geometry and early syn-rift tectono-sedimentary evolution. – *Int. J. E. Sci.* 94.4, S. 640–656.
- Derer, C.E. (2003): Tectono-Sedimentary Evolution of the Northern Upper Rhinegraben (Germany) with special regards to the early-synrift stage. – Diss. Rheinische Friedrich-Wilhelm Universität Bonn.
- Deutsch, C.V. (2002): Geostatistical reservoir modeling. – New York [u.a.]: Oxford Univ. Press, 376 S.
- Dèzes, P. & Ziegler, P. A. (2001): European Map of the Mohorovicic discontinuity. – 2nd EUCOR-URGENT Workshop (Upper Rhine Graben Evolution and Neotectonics), Mt. St. Odile, France.
- Dèzes, P.; Schmid, S. M. & Ziegler, P. A. (2004): Evolution of the European Cenozoic Rift System: interaction of the Alpine and Pyrenean orogens with their foreland lithosphere. – *Tectonophysics* 389.1-2, S. 1–33.
- Diederich, G. (1966): Fazies, Paläogeographie und Genese des unteren Buntsandsteins norddeutscher Auffassung im südlichen Beckenbereich. – *Notizblatt des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung zu Wiesbaden* 94, S. 132–157.
- Doebel, F. & Olbrecht, W. (1974): An isobath map of the Tertiary base in the Rhinegraben. – In: *Approaches to Taphrogenesis*. Hrsg. von J.H. Illies & K. Fuchs. Stuttgart: Schweizerbart, S. 71–72.
- Durand-Riard, P.; Caumon, G. & Muron, P. (2010): Balanced restoration of geological volumes with relaxed meshing constraints. – *Computers and Geosciences* 36.4, S. 441–452.
- Edel, J.-B.; Schulmann, K. & Rotstein, Y. (2007): The Variscan tectonic inheritance of the Upper Rhine Graben: evidence of reactivations in the Lias, Late Eocene–Oligocene up to the recent. – *Int. J. E. Sci.* 96.2, S. 305–325.
- Ehrenberg, K.-H. & Hicketier, H. (1985): Die Basaltbasis im Vogelsberg. – *Geol. Jb. Hessen* 113, S. 97–135.

7. Literatur

- ESWE (2011): Seismikroute. – Webseite. URL: <http://infopaket.eswe-versorgung.de/geothermie-seismikroute.html> (Abruf am 11.05.2011).
- Falke, H. (1969): Zur Paläogeographie der Randgebiete des nördlichen Oberrheingrabens zur Zeit des Rotliegenden. – Notizblatt des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung zu Wiesbaden 97, S. 130–151.
- Feist-Burkhardt, S.; Götz, A.E.; Szulc, J.; Borkhataria, R.; Geluk, M.; Haas, J.; Hornung, J.; Jordan, P.; Kempf, O.; Michalik, J.; Nawrocki, J.; Reinhardt, L.; Ricken, W.; Röhling, H.-G.; Rüffer, T.; Török, A. & Zühlke, R. (2008): Triassic. – In: The Geology of Central Europe - Mesozoic and Cenozoic. Hrsg. von T. McCann. Bd. 2. London: The Geological Society, S. 749–821.
- Floettmann, T. & Oncken, O. (1992): Constraints on the evolution of the Mid German crystalline rise: a study of outcrops west of the river Rhine. – Geol. Rdsch. 81, S. 515–543.
- Förster, A. & Förster, H.-J. (2000): Crustal composition and mantle heat flow: Implications from surface heat flow and radiogenic heat production in the Variscan Erzgebirge (Germany). – J. Geophys. Res. 105(B12).27, S. 917–938.
- Franke, W. (2000): The mid-European segment of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. – In: Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt. Hrsg. von W. Franke; V. Haak; O. Oncken & D. Tanner. Bd. 179. London: Geological Society Special Publications, S. 35–61.
- Franke, W.R. & Anderle, H.J. (2001): Geologische Übersichtskarte 1:200000 Blatt CC6310 Frankfurt a.M. West.
- Gabriel, G. & Vogel, D. (2010): Anomalien des erdmagnetischen Totalfeldes der Bundesrepublik Deutschland 1:1 000 000. Hannover.
- Gaertner, H. & Witka, T. (2005): Reflexionsseismik. – In: Handbuch zur Erkundung des Untergrundes von Deponien Bd 3 – Geophysik. Hrsg. von K. Knödel; K. Krummel & G. Lange. Berlin: Springer, S. 620–682.
- Götz, A.E. (2002): Hochauflösende Stratigraphie im Unteren Muschelkalk (Mitteltrias, Anis) des Germanischen Beckens. – S. dt. Geol. Ges. 15, S. 101–107.
- Götz, A.E. & Gast, S. (2010): Basin evolution of the Anisian Peri-Tethys: implications from conodont assemblages of Lower Muschelkalk key sections (Central Europe). – Z. dt. Ges. Geowiss. 161/1, S. 39–49.
- Grad, M.; Tiira, T. & ESC Working Grp. (2009): The Moho depth map of the European Plate. – Geophys. J. Int. 176.1, S. 279–292.
- Hahn, H.-D. (1990): Fazies grobklastischer Gesteine des Unterdevon (Graue Phyllite bis Taunusquarzit) im Taunus (Rheinisches Schiefergebirge). – Diss. Universität Marburg.
- Hahn, H.-D. & Zankel, H. (1991): Sedimentation in the Lower Devonian of the Taunus area (Graue Phyllite to Taunusquarzit). – Zbl. Geol. Paläont. Part I, S. 1509–1520.
- Heidbach, O.; Tingay, M.; Barth, A.; Reinecker, J.; Kurfeß, D. & Müller, B. (2010): Global crustal stress pattern based on the World Stress Map database release 2008. – Tectonophysics 462, S. 3–15.
- Helms, M.; Hoffers, B.; Lademann, K. & Oelrich, A. (2010): Umsetzung des Geotektonischen Atlas in ein geologisches 3D-Modell des tieferen Untergrundes von Niedersachsen und der deutschen Nordsee. – S. dt. Geol. Ges. 68.GeoDarmstadt2010, S. 235–236.

- Henk, A. (1993): Subsidence and Tectonics of the Saar-Nahe Basin (Southwestern Germany). – *Geol. Rndsch.* 82.1, S. 3–19.
- Hese, F. (2011): Geologische 3D-Modelle des Untergrundes Schleswig-Holsteins – ein Beitrag für Potenzialstudien zur Nutzung von tiefen salinen Aquiferen. – *Z. dt. Ges. Geowiss.* 162.4, S. 389–404.
- HLUG, Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie (2007a): Geologische Übersichtskarte Hessen 1:300000. – 5. überarbeitete digitale Ausgabe. Wiesbaden.
- HLUG, Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie (2007b): Geologische Strukturräume in Hessen 1:300000. – 5. überarbeitete digitale Ausgabe. Wiesbaden.
- Holden, L.; Mostad, P.; Nielsen, B.F.; Gjerde, J.; Townsend, C. & Ottesen, S. (2003): Stochastic Structural Modeling. – *Math. Geol.* 35.8, S. 899–914.
- Hoppe, A. (2008): Erdgeschichte in Südhessen. – Schautafel im Kongresscenter Darmstadtium, Darmstadt.
- Hoppe, A. & Mittelbach, G. (1999): Geowissenschaftlicher Atlas von Hessen. – Wiesbaden: Hessisches Landesamt für Bodenforschung.
- Hoppe, A.; Lang, S.; Lerch, C. & Marinoni, O. (2006): Geology and a spatial decision support system for the surroundings of urban areas: An example from southern Hesse (Germany). – *Z. dt. Ges. Geowiss.* 157.1, S. 135–146.
- Hoppe, A.; Janicka, J.; Lerch, C. & Brübach, J. (2008): Geothermal resources in the shallow, unsaturated zone of the Wiesbaden spa district, Germany. – *Geothermics* 37.2, S. 173–188.
- Horner, D.R. (1951): Pressure build-up in wells. – In: *Proc. 3rd World Petroleum Congress. The Hague, Section II: E. J. Brill, Leiden*, S. 503–521.
- Hug, N. (2004): Sedimentgenese und Paläogeographie des höheren Zechstein bis zur Basis des Buntsandstein in der Hessischen Senke. – *Geol. Abh. Hessen* 113.
- Hug, N. & Vero, G. (2008): Ein vollständiges Zechsteinprofil im südlichen Odenwald: die hydrogeologische Erkundungsbohrung Langenthal BK2/05. – *Geol. Jb. Hessen* 135, S. 25–45.
- Hurter, S. & Haenel, R., Hrsg. (2002): Atlas of geothermal resources in Europe. – Office for Official Publications of the European Communities.
- Hurter, S. & Schellschmidt, R. (2003): Atlas of geothermal resources in Europe. – *Geothermics* 32.4-6, S. 779–787.
- HVBG, Hessische Verwaltung für Bodenmanagement und Geoinformation (2011): Digitales Geländemodell (DGM). – Webseite. URL: http://www.hvbg.hessen.de/irj/HVBG_Internet?cid=74bac50268276ce43f7739bb06ff96a3 (Abruf am 20.12.2011).
- Jarque, C.M. & Bera, A.K. (1980): Efficient tests for normality, homoscedasticity and serial independence of regression residuals. – *Economics Letters* 6.3, S. 255–259.
- Jentzsch, T. & Siehl, A. (2002): Kinematic subsidence modelling of the Lower Rhine Basin. – *Netherlands Journal of Geosciences / Geologie en Mijnbouw* 81.2, S. 231–239.
- JORC, Joint Ore Reserves Committee (2004): Reporting of Exploration Results, Mineral Resources and Ore Reserves – The JORC Code. – Webseite. URL: http://www.jorc.org/pdf/jorc2004web_v2.pdf (Abruf am 16.01.2012).
- Jung, S. (1999): The Role of Crustal Contamination During the Evolution of Continental Rift-Related Basalts: A Case Study from the Vogelsberg Area (Central Germany). – *GeoLines* 9, S. 48–58.

7. Literatur

- Kaufmann, O. & Martin, T. (2008): 3D geological modelling from boreholes, cross-sections and geological maps, application over former natural gas storages in coal mines. – *Computers & Geosciences* 34.3, S. 278–290.
- Klügel, T. (1997): Geometrie und Kinematik einer variszischen Plattengrenze - Der Südrand des Rhenoharzynikums im Taunus. – *Geol. Abh. Hessen* 101.
- Korsch, R. J. & Schafer, A. (1991): Geological Interpretation of Dekorp Deep Seismic-Reflection Profile-1c and Profile-9n across the Variscan Saar Nahe Basin, Southwest Germany. – *Tectonophysics* 191.1-2, S. 127–146.
- Kossmat, F. (1927): Gliederung des variszischen Gebirgesbaues. – *Abhandlungen des Sächsischen Geologischen Landesamts* 1.
- Kowalczyk, G. (1983): Das Rotliegende zwischen Taunus und Spessart. – *Geol. Abh. Hessen* 84, 99 S.
- Kowalczyk, G. (2001): Permokarbon des Sprendlinger Horstes und der westlichen Wetterau (Exkursion I am 20. April 2001). – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver. N. F.* 83, S. 211–236.
- Kowalczyk, G.; Murawski, H. & Prüfert, J. (1978): Die paläogeographische und strukturelle Entwicklung im Südtail der Hessischen Senke und ihrer Randgebiete seit dem Perm. – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver. N. F.* 60, S. 181–205.
- Krohe, A. (1992): Structural Evolution of Intermediate-Crustal Rocks in a Strike-Slip and Extensional Setting (Variscan Odenwald, SW Germany) - Differential Upward Transport of Metamorphic Complexes and Changing Deformation Mechanisms. *Tectonophysics* 205.4, S. 357–386.
- Krohe, A. & Willner, A.P. (1995): The Odenwald Crystalline Complex. – In: *Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe*. Hrsg. von R.D. Dallmeyer; W. Franke & K. Weber. Springer, S. 174–181.
- K+S AG (2003): Oberfläche des Plattendolomits. – unveröff. Anlage zu einem Gutachten im Archiv des HLUG.
- Kühne, K.; Maul, A.-A. & Göring, L. (2003): Aufbau eines Fachinformationssystems Geophysik. – *Z. Angew. Geol.* 2/2003, S. 48–53.
- Kulick, J. & Paul, J., Hrsg. (1987): Internationales Symposium Zechstein, Subkommission Perm/Trias der Deutschen Stratigraphischen Kommission – Exkursionsführer (Teil I und II). – Wiesbaden: Hess. L.-Amt Bodenforsch.
- Kulick, J.; Leifeld, D.; Meisl, S.; Pöschl, W.; Stellmacher, R.; Strecker, G.; Theuerjahr, A.-K. & Wolf, M. (1984): Petrofazielle und chemische Erkundung des Kupferschiefers der Hessischen Senke und des Harz-Westrandes. – *Geol. Jb. Reihe D* 68.
- Lachenbruch, A. H. & Brewer, M.C. (1959): Dissipation of the temperature effect of drilling a well in Arctic Alaska. – *Geological Survey Bulletin* 1083-C, S. 73–109.
- Lamelas, M. T.; Hoppe, A.; Riva, J. d. I. & Marinoni, O. (2009): Modelling environmental variables for geohazards and georesources assessment to support sustainable land-use decisions in Zaragoza (Spain). – *Geomorphology* 111.1-2, S. 88–103.
- Lang, S. (2007): Die geologische Entwicklung der Hanau-Seligenstädter Senke (Hessen, Bayern). – Diss. TU Darmstadt.
- LBEG, Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie (2011): Cardomapservers des LBEG. – Webseite. URL: <http://nibis.lbeg.de/cardomap3/> (Abruf am 05.05.2011).

- Le Carlier de Veslud, C.; Pellerin, J.; Caumon, G.; Antoine, C. & Rouby, D. (2008): Georeferencing maps and cross-sections in gOcad. – Proceedings of 28th GOCAD Meeting, Nancy.
- Leblanc, Y.; Lam, H.-L.; Pascoe, L.J. & Johnes, F. W. (1982): A comparison of two methods of estimating static formation temperature from well logs. – *Geophys. Prosp.* 30, S. 348–357.
- Lelliott, M.R.; Cave, M.R. & Wealthall, G.P. (2009): A structured approach to the measurement of uncertainty in 3D geological models. – *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology* 42, S. 95–105.
- Lemmer, F. & Rambow, D. (1994): Die Höhenlage der Rötbasis im Raum Kassel und über Zechsteinaufpressungen an nordhessischen Gräben. – *Geol. Jb. Hessen* 122, S. 13–21.
- Lerch, C. (2005): Methoden zur GIS-gestützten Erzeugung von Geo-Ressourcen- und Geo-Risikokarten für eine nachhaltige Landnutzungsplanung. – Diss. TU Darmstadt.
- Majorowicz, J. & Wybraniec, S. (2011): New terrestrial heat flow map of Europe after regional paleoclimatic correction application. – *Int. J. E. Sci.* 100.4, S. 881–887.
- Malczewski, J. (1999): GIS and Multicriteria decision analysis. – New York: Wiley, 392 S.
- Mallet, J.-L. (1989): Discrete Smooth Interpolation in Geometric Modeling. – *ACM Transactions on Graphics* 8.2, S. 121–144.
- Mallet, J.-L. (2002): Geomodeling. – Oxford [u.a.]: Oxford University Press, 599 S.
- Mallet, J.-L.; Jacquemin, P. & Royer, J.-J. (1985): Interactive Computer Aid Design in the processing of Mining and geological data. – In: *The Role of data in Scientific Progress, CODATA Conference 1985*. Hrsg. von P.F. Glaeser, S. 19–24.
- Marell, D. (1989): Das Rotliegende zwischen Odenwald und Taunus. – *Geol. Abh. Hessen* 89, 128 S.
- Marinoni, O. (2002): Stärken und Schwächen einer geostatistisch gestützten Untergrundmodellierung. – *S. dt. Geol. Ges.* 15, S. 173–179.
- Marinoni, O. (2004): Implementation of the analytical hierarchy process with VBA in ArcGIS. – *Computers & Geosciences* 30.6, S. 637–646.
- McCann, T., Hrsg. (2008): The geology of central Europe - Volume 1 Precambrian and Palaeozoic. – London: Geological Society Publishing House.
- McCann, T.; Skompski, S.; Poty, E.; Duser, M.; Vozárová, A.; Schneider, J.; Wetzel, A.; Krainer, K.; Kornpohl, K.; Schäfer, A.; Krings, M.; Oplustil, S. & Tait, J. (2008a): Carboniferous. – In: *The Geology of Central Europe - Precambrian and Palaeozoic*. Hrsg. von T. McCann. Bd. 1. London: The Geological Society, S. 411–529.
- McCann, T.; Kiersnowski, H.; Krainer, K.; Vozárová, A.; Peryt, T.M.; Oplustil, S.; Stollhofen, H.; Schneider, J.; Wetzel, A.; Boulvain, F.; Duser, M.; Török, A.; Haas, J.; Tait, J. & Körner, F. (2008b): Permian. – In: *The Geology of Central Europe - Precambrian and Palaeozoic*. Hrsg. von T. McCann. Bd. 1. London: The Geological Society, S. 531–597.
- McKelvey, V.E. (1972): Mineral Resource Estimates and Public Policy: Better methods for estimating the magnitude of potential mineral resources are needed to provide the knowledge that should guide the design of many key public policies. – *American Scientist* 60.1, S. 32–40.
- Meiburg, P. (1982): Saxonische Tektonik und Schollenkinematik am Ostrand des Rheinischen Massivs. – *Geotekt. Forsch.* 62, 267 S.

7. Literatur

- Meissner, R. & Bortfeld, R.K. (1990): DEKORP-Atlas - Results of Deutsches Kontinentales Reflexionsseismisches Programm. – Berlin: Springer, 99 S.
- Meixner, O. & Haas, R. (2002): Computergestützte Entscheidungsfindung. Expert Choice und AHP - innovative Werkzeuge zur Lösung komplexer Probleme. – München: Redline Wirtschaft, 250 S.
- Meyer, R.K. & Schmidt-Kaler, H. (1996): Gesteinsabfolge des Deckgebirges nördlich der Donau und im Molasseuntergrund: Jura. – In: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:50000. Hrsg. von W. Freudenberger & K. Schwerd. München: Bayrisches Geologisches Landesamt, S. 90–111.
- Meyer, W. & Stets, J. (2002): Pleistocene to recent tectonics in the Rhenish Massif (Germany). – Netherlands Journal of Geosciences/Geologie en Mijnbouw 81, S. 217–221.
- Möbus, H.-M. (2004): Allochthone Triasschollen am Unterwerrasattel als Schlüssel zum Verständnis saxonischer Grabentektonik. – Diss. Philipps-Universität Marburg.
- Möbus, H.-M. (2007): Die Hessischen Gräben als mehrfach duktil entkoppelte „pull apart“ Struktur. – Geol. Jb. Hessen 135, S. 5–23.
- Moretti, I.; Lepage, F. & Guiton, M. (2006): Kine3D: a new 3D restoration method based on a mixed approach linking geometry and geomechanics. – Oil & Gas Science and Technology 61.2, S. 277–289.
- Mottaghy, D.; Pechinig, R.; Taugs, R.; Kröger, J.; Thomsen, C.; Hese, F. & Liebsch-Dörschner, T. (2010): Erstellung eines geothermischen Modells für Teile Hamburgs und anliegende Gebiete. – BBR Fachmagazin für Brunnen- und Leitungsbau 61, S. 52–59.
- Müller, H. (1996): Das Permokarbon im nördlichen Oberrheingraben : paläogeographische und strukturelle Entwicklung des permokarbonen Saar-Nahe-Beckens im nördlichen Oberrheingraben. – Geol. Abh. Hessen 99, 85 S.
- Murawski, H.; Albers, H.J.; Bender, P.; Berners, H.-P.; Dürr, S.; Huckriede, R.; Kauffmann, G.; Kowalczak, G.; Meiburg, P.; Müller, R.; Müller, A.; Ritzkowski, S.; Schwab, K.; Semmel, A.; Stapf, K.; Walter, R.; Winter, K.-P. & Zankl, H. (1983): Regional tectonic setting and geological structure of the Rhenish Massif. – In: Publication 104 (International Lithosphere Program), Plateau Uplift: The Rhenish Shield – A Case History. Hrsg. von K. Fuchs; K. von Gehlen; H. Mälzer; H. Murawski & M. Semmel.
- Murphy, F. C.; Rawling, T. J.; Wilson, C. J. L.; Dugdale, L. J. & Miller, J. McL. (2006): 3D structural modelling and implications for targeting gold mineralisation in western Victoria. – Australian Journal of Earth Sciences 53.5, S. 875–889.
- Nickel, E. (1985): Odenwald, Vorderer Odenwald zwischen Darmstadt und Heidelberg. – Sammlung geologischer Führer 65, 231 S.
- Oncken, O. (1997): Transformation of a magmatic arc and an orogenic root during oblique collision and its consequences for the evolution of the European Variscides (Mid-German Crystalline Rise). – Geol. Rdsch. 86, S. 2–20.
- Oncken, O. (1998): Orogenic mass transfer and reflection seismic patterns - evidence from DEKORP sections across the European Variscides (central Germany). – Tectonophysics 286, S. 47–61.
- Oncken, O.; Winterfeld, C. v. & Dittmar, U. (1999): Accretion of a rifted passive margin: The Late Paleozoic Rhenohercynian fold and thrust belt (Middle European Variscides). – Tectonics 18.1, S. 75–91.
- Paradigm (2009): GOCAD 2009.1 User Guide Part IV Foundation Modeling.

- Paul, J. (1985): Stratigraphie und Fazies des südwestdeutschen Zechsteins. – Geol. Jb. Hessen 113, S. 59–73.
- Paul, J. (1999): Fazies und Sedimentstrukturen des Buntsandstein. – In: Trias – Eine ganz andere Welt, Mitteleuropa im frühen Erdmittelalter. Hrsg. von N. Hauschke & V. Wilde. Dr. Friedrich Pfeil Verlag, S. 105–114.
- Peryt, T.M., Hrsg. (1987): The Zechstein Facies in Europe. – Lecture Notes in Earth Sciences 10. Springer.
- Pflug, R. (1982): Bau und Entwicklung des Oberrheingrabens. – Darmstadt: Wiss. Buchges., 145 S.
- Prodehl, C.; Mueller, S.; Glahn, A.; Gutscher, M. & Haak, V. (1992): Lithospheric Cross-Sections of the European Cenozoic Rift System. – Tectonophysics 208.1-3, S. 113–138.
- Rambow, D. (1969): Die Höhenlage der Tertiärbasis in der Niederhessischen Senke. – Notizblatt des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung zu Wiesbaden 97, S. 226–228.
- Roll, A. (1979): Versuch einer Volumenbilanz des Oberrheintalgrabens und seiner Schultern. – Geol. Jb. Reihe A 52, 82 S.
- Royston, P. (1992): Approximating the Shapiro-Wilk W-test for non-normality. – Statistics and Computing 2.3, S. 117–119.
- Saaty, T. L. (1977): A Scaling Method for Priorities in Hierarchical Structures. – Journal of Mathematical Psychology 15.3, S. 234–281.
- Saaty, T. L. (1980): The analytic hierarchy process : planning, priority setting, resource allocation. – New York: McGraw-Hill, 287 S.
- Saaty, T. L. (1990): How to Make a Decision - the Analytic Hierarchy Process. – European Journal of Operational Research 48.1, S. 9–26.
- Saaty, T. L. (2005): The Analytic Hierarchy and Analytic Network Process for the measurement of intangible criteria and for Descision-Making. – In: Multiple Criteria Decision Analysis - State of the art surveys. Hrsg. von J. Figueira; S. Greco & M. Ehrgott. New York: Springer, S. 345–407.
- Saaty, T.L. & Vargas, L.G. (1991): Prediction, Projection and Forecasting. – Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, S. 251.
- Sachs, L. (2003): Angewandte Statistik. – Berlin [u.a.]: Springer, S. 890.
- Sass, I. & Hoppe, A., Hrsg. (2011): Forschungs- und Entwicklungsprojekt „3D-Modell der geothermischen Tiefenpotenziale von Hessen“ - Abschlussbericht. – Bearbeitung durch Arndt, D & Bär, K. URL: <http://www.hlug.de/start/geologie/erdwaerme-geothermie/tiefe-geothermie/geothermisches-potenzial-projekt-hessen-3d.html> (Abruf am 23.11.2011).
- Schäfer, A. (1986): Die Sedimente des Oberkarbons und Unterrotliegenden im Saar-Nahe-Becken. – Mainzer geowissenschaftliche Mitteilungen 15, S. 239–365.
- Schäfer, A. (2010): Klastische Sedimente – Fazies und Sequenzstratigraphie. – Heidelberg: Elsevier, 416 S.
- Schäfer, A. (2011): Tectonics and sedimentation in the continental strike-slip Saar-Nahe Basin (Carboniferous-Permian, West Germany). – Z. dt. Ges. Geowiss. 162.2, S. 127–155.
- Scheuven, D. (2008): Gesteine, Steinbrüche und Werksteine des hessischen Odenwaldes. – IFS-Bericht 29.

7. Literatur

- Schröder, B. (1976): Saxonische Tektonik im Ostteil der Süddeutschen Scholle. – Geol. Rdsch. 65.1, S. 34–54.
- Schröder, B. (1982): Entwicklung des Sedimentbeckens und Stratigraphie der klassischen Germanischen Trias. – Geol. Rdsch. 71, S. 783–794.
- Schulz, R. & GEOTIS-TEAM (2009): Aufbau eines geothermischen Informationssystems für Deutschland – Endbericht. – LIAG Hannover. URL: http://www.geotis.de/homepage/Ergebnisse/GeotIS_Endbericht.pdf (Abruf am 01.03.2012).
- Schumacher, M. E. (2002): Upper Rhine Graben: Role of preexisting structures during rift evolution. – Tectonics 21.1, S. 1–17.
- Schumann, A.; Arndt, D.; Wiatr, T.; Götz, A.E. & Hoppe, A. (2011): High-resolution terrestrial laser scanning and 3D modelling of a mineral deposit for extraction management optimisation. – Z. dt. Ges. Geowiss. 162.4, S. 435–442.
- Shapiro, S. S. & Wilk, M. B. (1965): An Analysis of Variance Test for Normality (Complete Samples). – Biometrika 52.3/4, S. 591–611.
- Sherwood, G.J. (1990): A paleomagnetic and rock magnetic study of Tertiary volcanics from the Vogelsberg (Germany). – Physics of the Earth and Planetary Interiors 62, S. 32–45.
- Sissingh, W. (2003): Tertiary paleogeographic and of the Rhenish tectonostratigraphic evolution Triple Junction. – Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology 196.1-2, S. 229–263.
- Skiba, P. & Gabriel, G. (2010): Schwerekarte der Bundesrepublik Deutschland 1:1000000. – Hannover: LIAG.
- Sommer, M. & Katzung, G. (2006): Saxo-Thuringia in the Variscan belt from a geodynamic point of view. – Terra Nova 18.1, S. 63–71.
- SPPE, The Society of Petroleum Evaluation Engineers (2007): Canadian Oil and Gas Evaluation Handbook (COGEH) Part I. – Society of Petroleum Engineers.
- Stampfli, G. M. & Borel, G. D. (2002): A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. – Earth and Planetary Science Letters 196.1-2, S. 17–33.
- Stein, E. (2001): Die magmatischen Gesteine des Bergsträßer Odenwaldes und ihre Platznahme-Geschichte. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver. N. F. 83, S. 267–283.
- Stets, J. & Schäfer, A. (2002): Depositional environments in the Lower Devonian siliciclastics of the Rhenohercynian Basin (Rheinisches Schiefergebirge, W-Germany) – case studies and a model. – Contrib. Sediment. Geol. 22, S. 78.
- Stets, J. & Schäfer, A. (2011): The Lower Devonian Rhenohercynian Rift – 20 Ma of sedimentation and tectonics (Rhenish Massiv, W-Germany). – Z. dt. Ges. Geowiss. 162.2, S. 93–115.
- Stollhofen, H. (1994): Vulkaniklastika und Siliziklastika des basalen Oberrotliegend im saar-Nahe-Becken (SW-Deutschland): Terminologie und Ablagerungsprozesse. – Mainzer geowissenschaftliche Mitteilungen 23, S. 95–138.
- Stollhofen, H. (1998): Facies architecture variations and seismogenic structures in the Carboniferous-Permian Saar-Nahe Basin (SW Germany): evidence for extension-related transfer fault activity. – Sedimentary Geology 119.1-2, S. 47–83.
- Szulc, J. (2000): Middle Triassic evolution of the northern Peri-Tethys area as influenced by early opening of the Tethys ocean. – Ann. Soc. Geol. Pol. 70, S. 1–48.

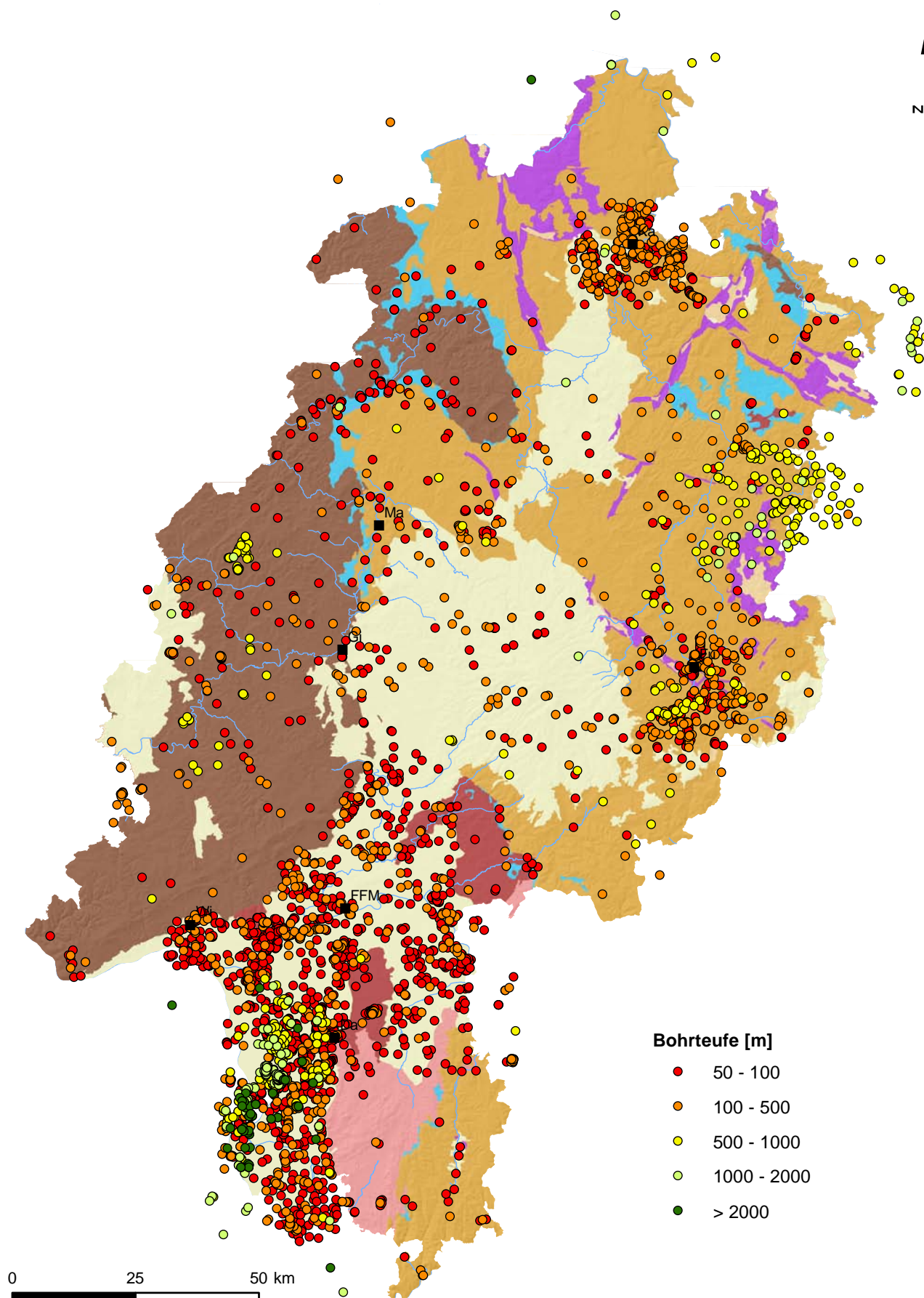
- Tacher, L.; Pomian-Szednicki, I. & Parriaux, A. (2006): Geological uncertainties associated with 3-D subsurface models. – *Computers & Geosciences* 32.2, S. 212–221.
- Taylor, R.B. & Steven, T.A. (1983): Definition of Mineral Resource Potential. – *Economic Geology* 78, S. 1268–1270.
- Teichmüller, M. & Teichmüller, R. (1979): Zur geothermischen Geschichte des Oberrheingrabens. Zusammenfassung und Auswertung eines Symposiums. – *Fortschritte zur Geologie von Rheinland und Westfalen* 27, S. 109–120.
- Thore, P.; Shtuka, A.; Lecour, M.; Ait-Ettajer, T. & Cognot, R. (2002): Structural uncertainties: Determination, management, and applications. – *Geophysics* 67.3, S. 840–852.
- USBM, U.S. Bureau of Mines & USGS, U.S. Geological Survey (1980): Principles of a Resource/Reserve Classification For Minerals. – Webseite. URL: <http://www.jorc.org/pdf/1980/%20usgs-usbm/%20circular/%20831.pdf> (Abruf am 16.01.2012).
- Vargas, L.G. (1990): An overview of the analytic hierarchy process and its applications. – *Journal of Operational Research* 48.1, S. 2–8.
- Villemin, T.; Alvarez, F. & Angelier, J. (1986): The Rhinegraben - Extension, Subsidence and Shoulder Uplift. – *Tectonophysics* 128.1-2, S. 47–59.
- Voges, A.; Toloczyki, M.; Trurnit, P. & Wittekindt, H. (1993): Geologische Karte der Bundesrepublik Deutschland 1:1 000 000. – Hannover: Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe.
- Walter, R. (2007): Geologie von Mitteleuropa. – Stuttgart: Schweizerbart, 511 S.
- Wellmer, F.-W. (2008): Reserves and resources of the geosphere, terms so often misunderstood. Is the life index of reserves of natural resources a guide to the future. – *Z. dt. Ges. Geowiss.* 159.4, S. 575–590.
- Wenzel, F.; Brun, J. P.; Blum, R.; Bois, C.; Burg, J. P.; Coletta, B.; Durbaum, H.; Durst, H.; Fuchs, K.; Grohmann, N.; Gutscher, M. A.; Hubner, M.; Karcher, T.; Kessler, G.; Klockner, M.; Lucazeau, F.; Luschen, E.; Marthelot, J. M.; Meier, L.; Ravat, M.; Reichert, C.; Vernassat, S. & Villemin, T. (1991): A deep reflection seismic line across the Northern Rhine Graben. – *Earth and Planetary Science Letters* 104.2-4, S. 140–150.
- Werner, D. (1970): Geothermal Anomalies of the Rhinegraben. – In: Graben Problems. Hrsg. von J. H. Illies & S. Mueller, S. 48–55.
- Werner, D. & Doebl, F. (1974): Geothermal anomalies and consequences for diagenesis and thermal waters – Eine geothermische Karte des Rheingrabenuntergrundes. – In: Approaches to Taphrogenesis. Hrsg. von J. H. Illies & K. Fuchs, S. 182–191.
- Will, T. & Schmädicke, E. (2001): A first report of retrogressed eclogites in the Odenwald Crystalline Complex: evidence for high-pressure metamorphism in the Mid-German Crystalline Rise, Germany. – *Lithos* 59, S. 109–125.
- Ziegler, P. A. (1990): Geological atlas of Western and Central Europe. – The Hague: Shell Internationale Petroleum Maatschappij B.V., 239 S.
- Ziegler, P. A. (1992): European Cenozoic Rift System. – *Tectonophysics* 208.1-3, S. 91–111.
- Zitzmann, A. (1981): Tektonische Karte der Bundesrepublik Deutschland 1:1.000.000. – Hannover: Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe.

Zitzmann, A.; Bender, P.; Konrad, H.-J. & Mittmeyer, H.-G. (1989): Geologische Übersichtskarte 1:200 000 Blatt CC5510 Siegen. – Hannover: Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe.

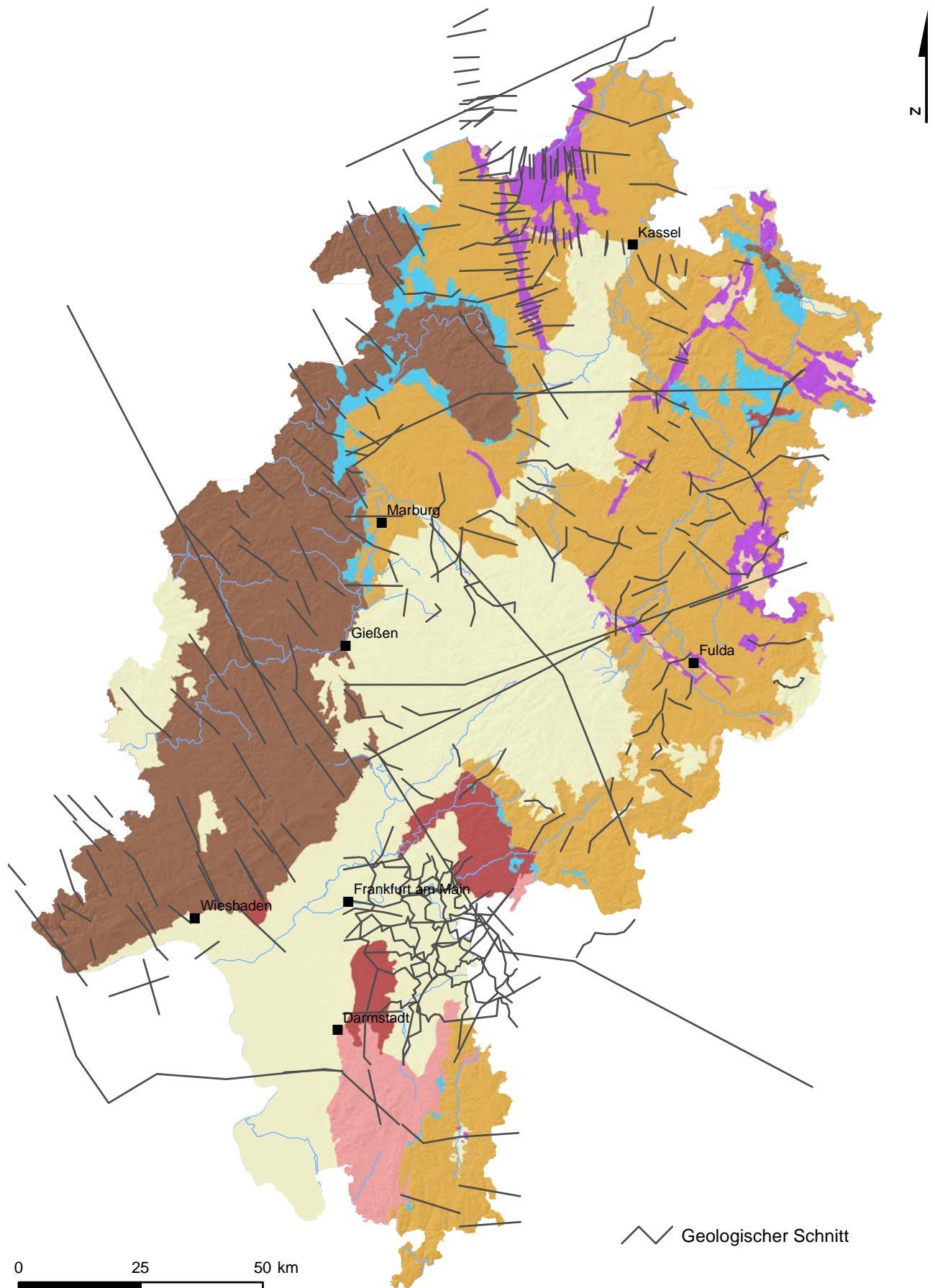
8. Anhang

A. Modelleingangsdaten

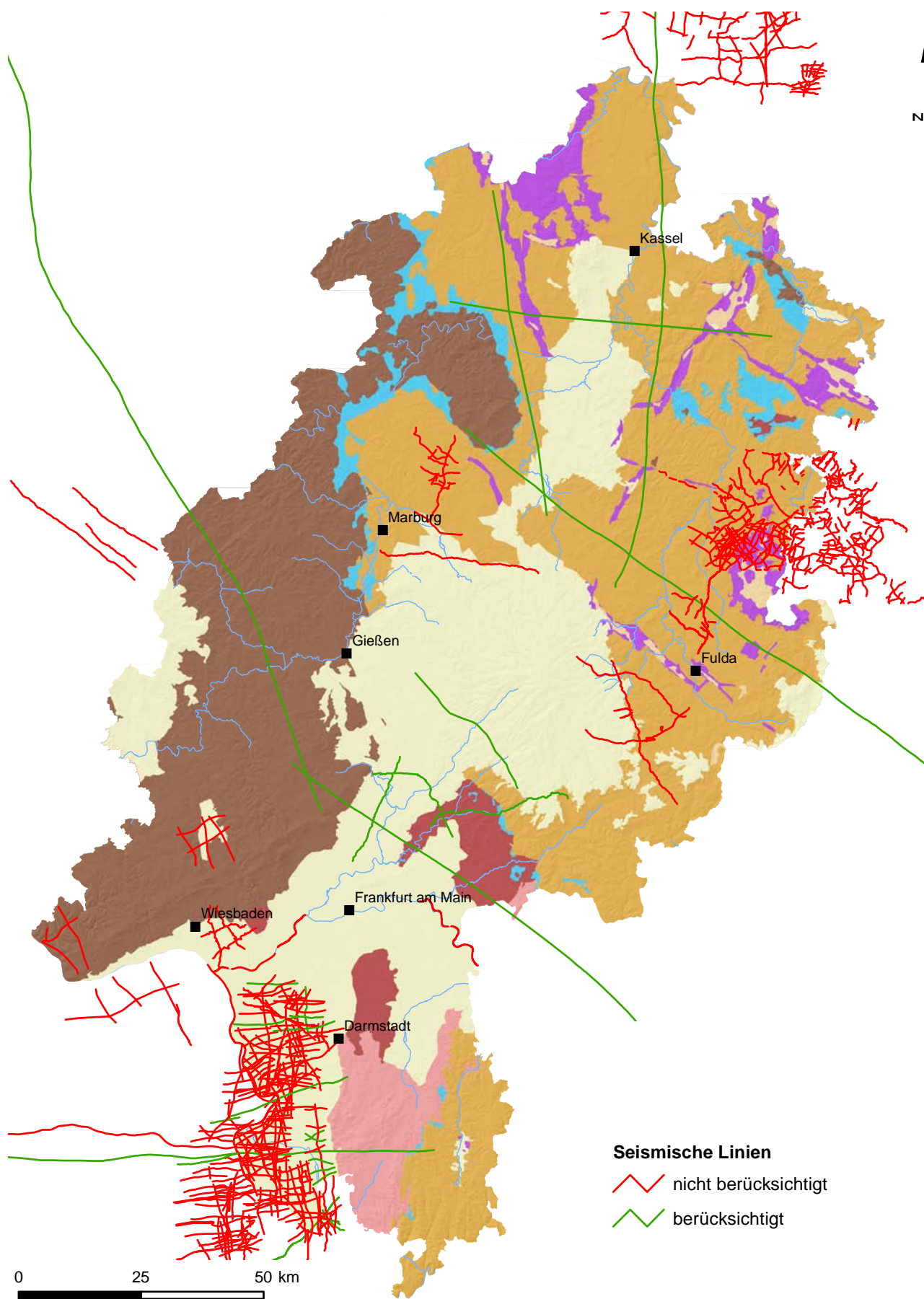
A.1. Bohrdaten



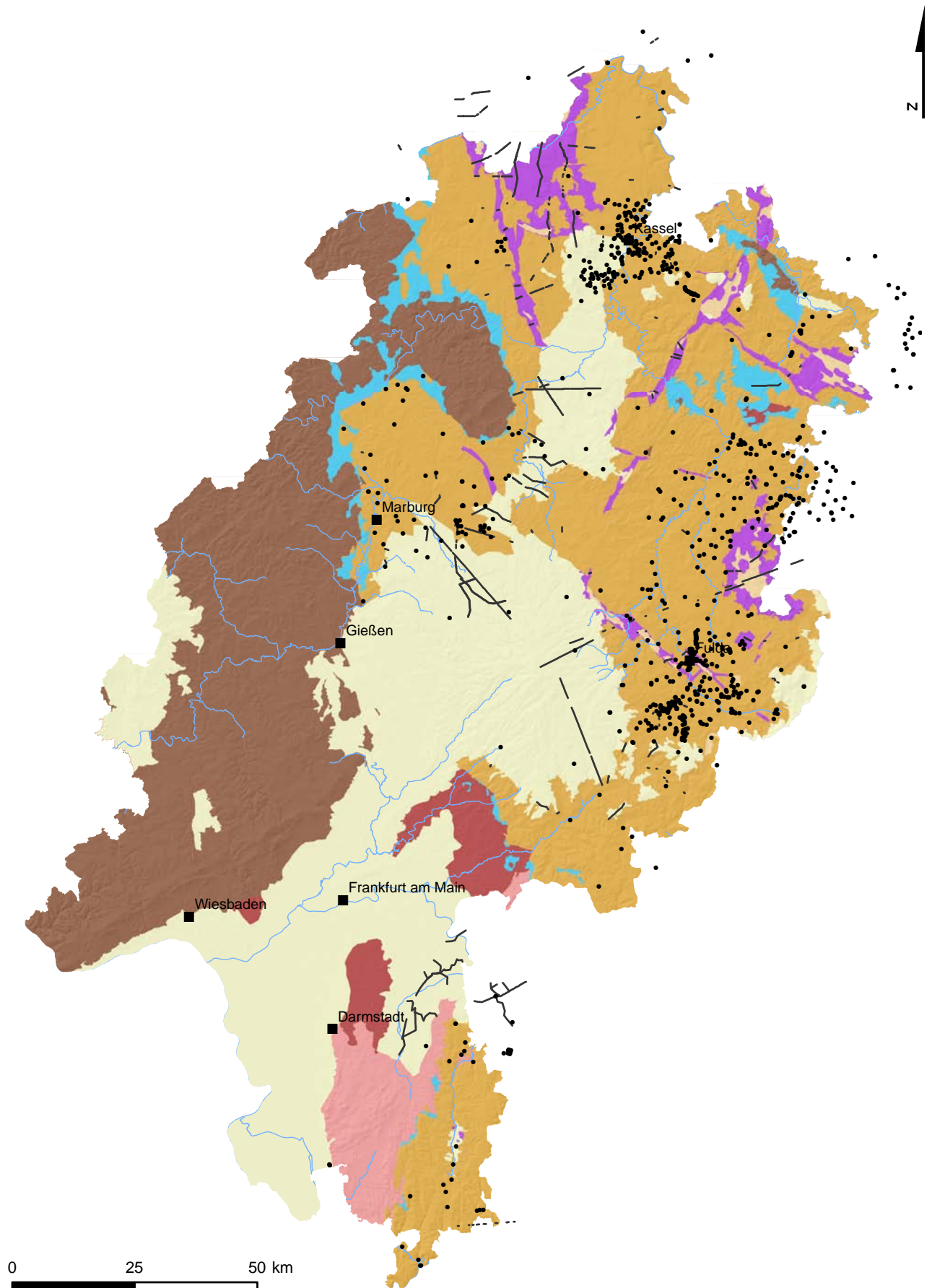
A.2. Geologische Schnitte



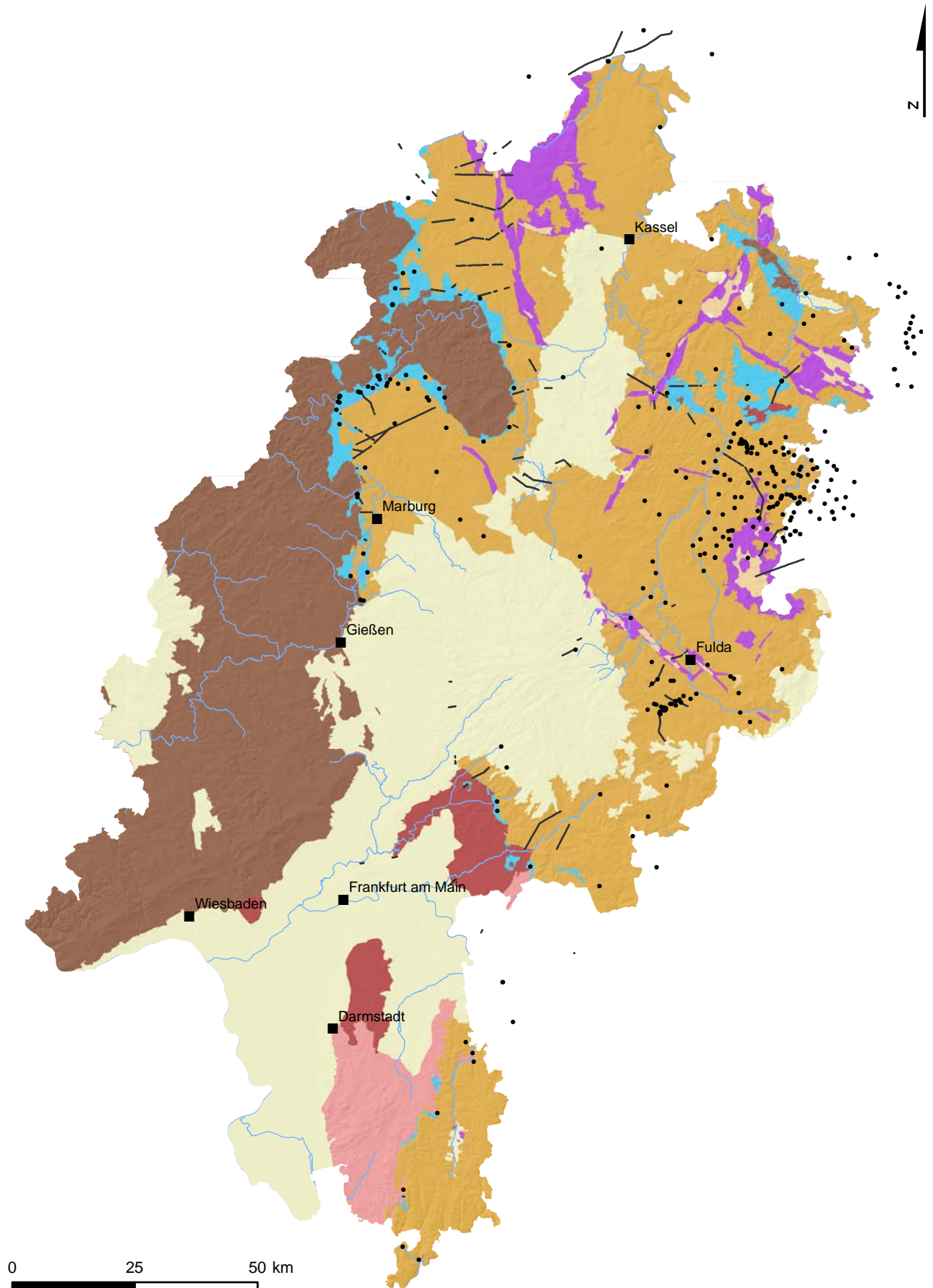
A.3. Seismische Linien



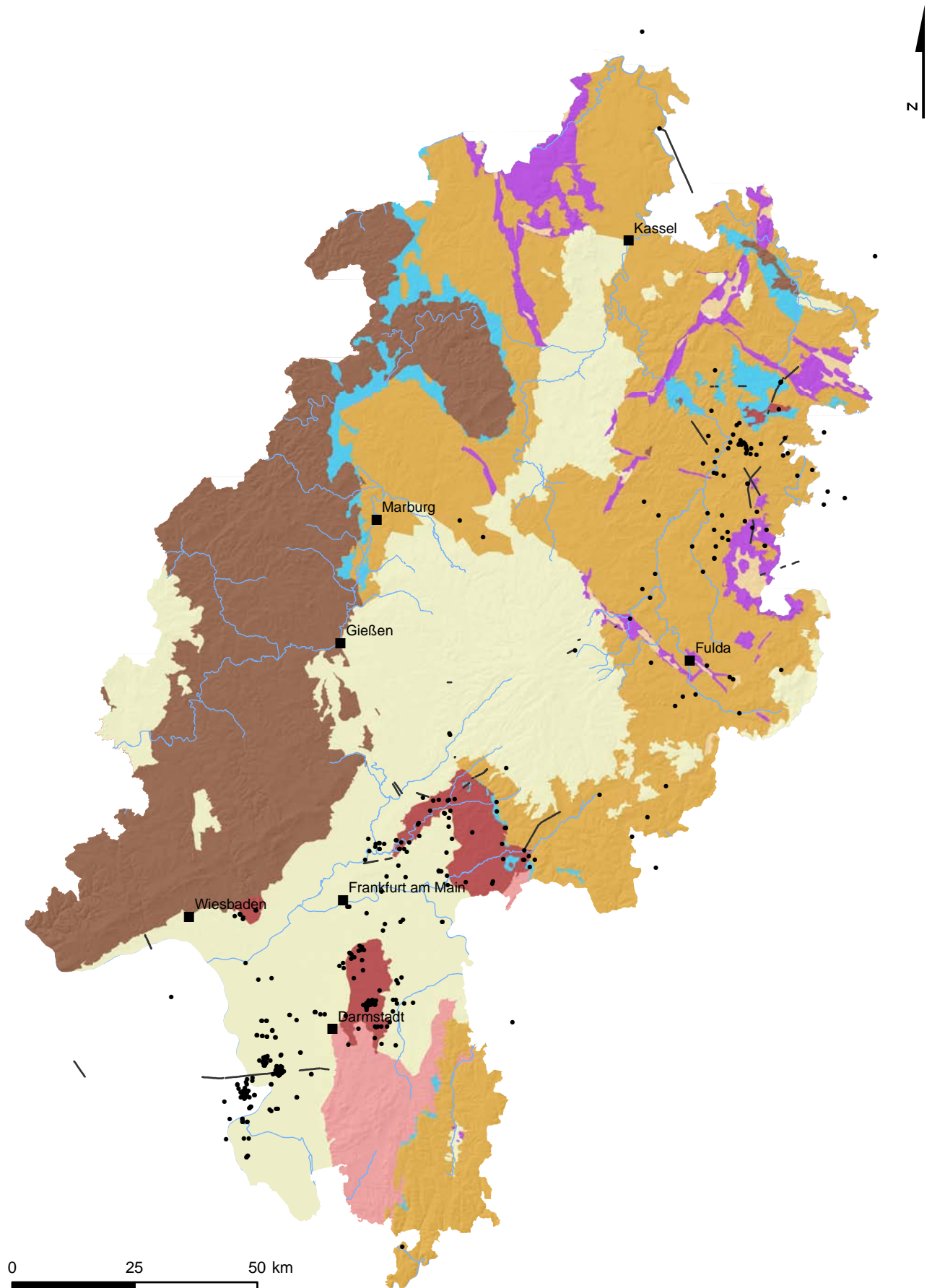
A.4. Buntsandstein – Bohrdaten und Geologische Schnitte



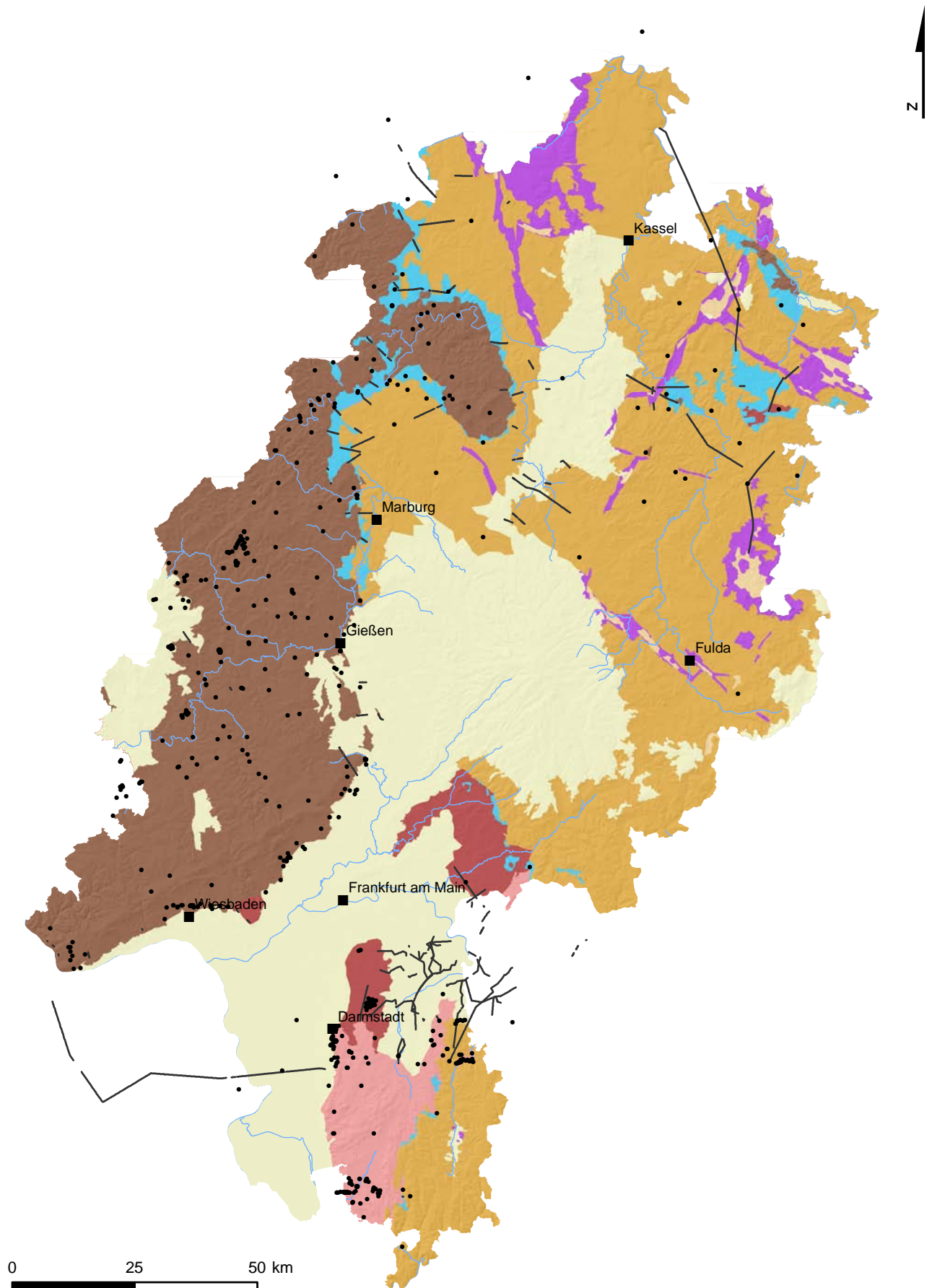
A.5. Zechstein – Bohrdaten und Geologische Schnitte



A.6. Rotliegend – Bohrdaten und Geologische Schnitte



A.7. Prä-Perm – Bohrdaten und Geologische Schnitte



Topographie

- Städte
- ~~~~~ Gewässer

Eingangsdaten

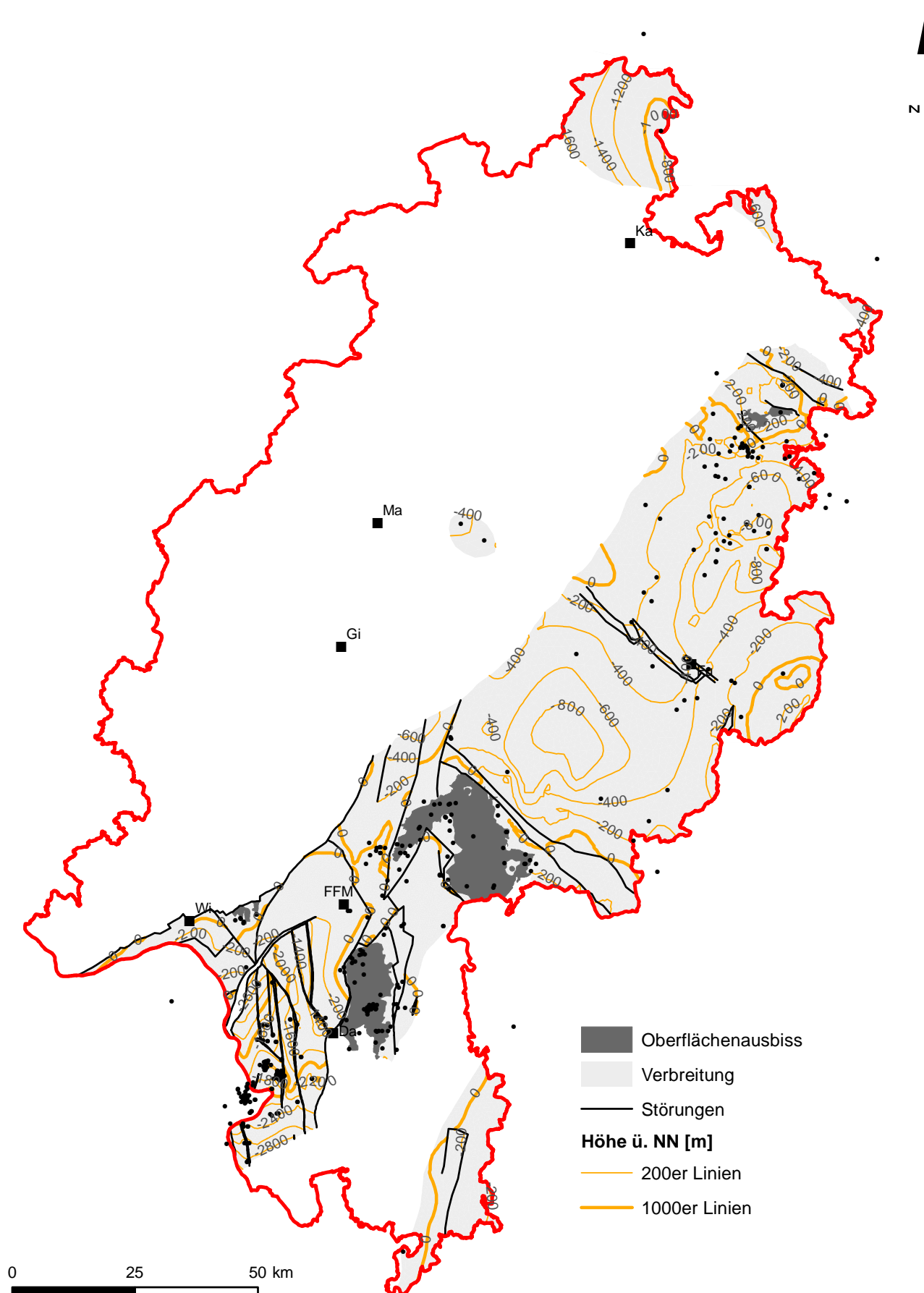
- Bohrung
- ↘ Geologischer Schnitt

Generalisierte Geologische Karte

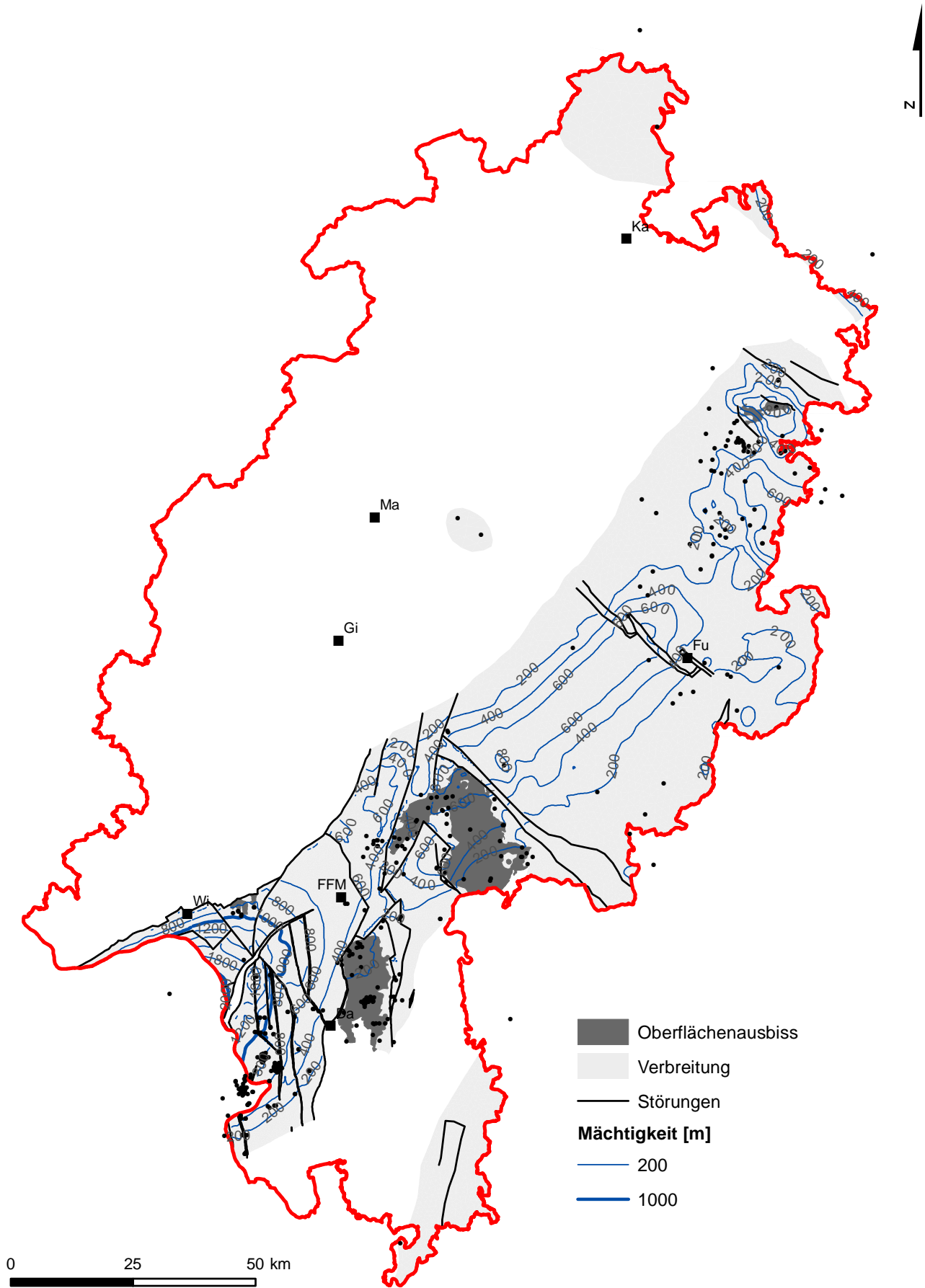
- Quartär und Tertiär
- Keuper
- Muschelkalk
- Buntsandstein
- Zechstein
- Rotliegend
- Prä-Perm (Mitteldtsch. Kristallinschw.)
- Prä-Perm (Renoherzynikum)

B. Auswertung des geologischen Modells

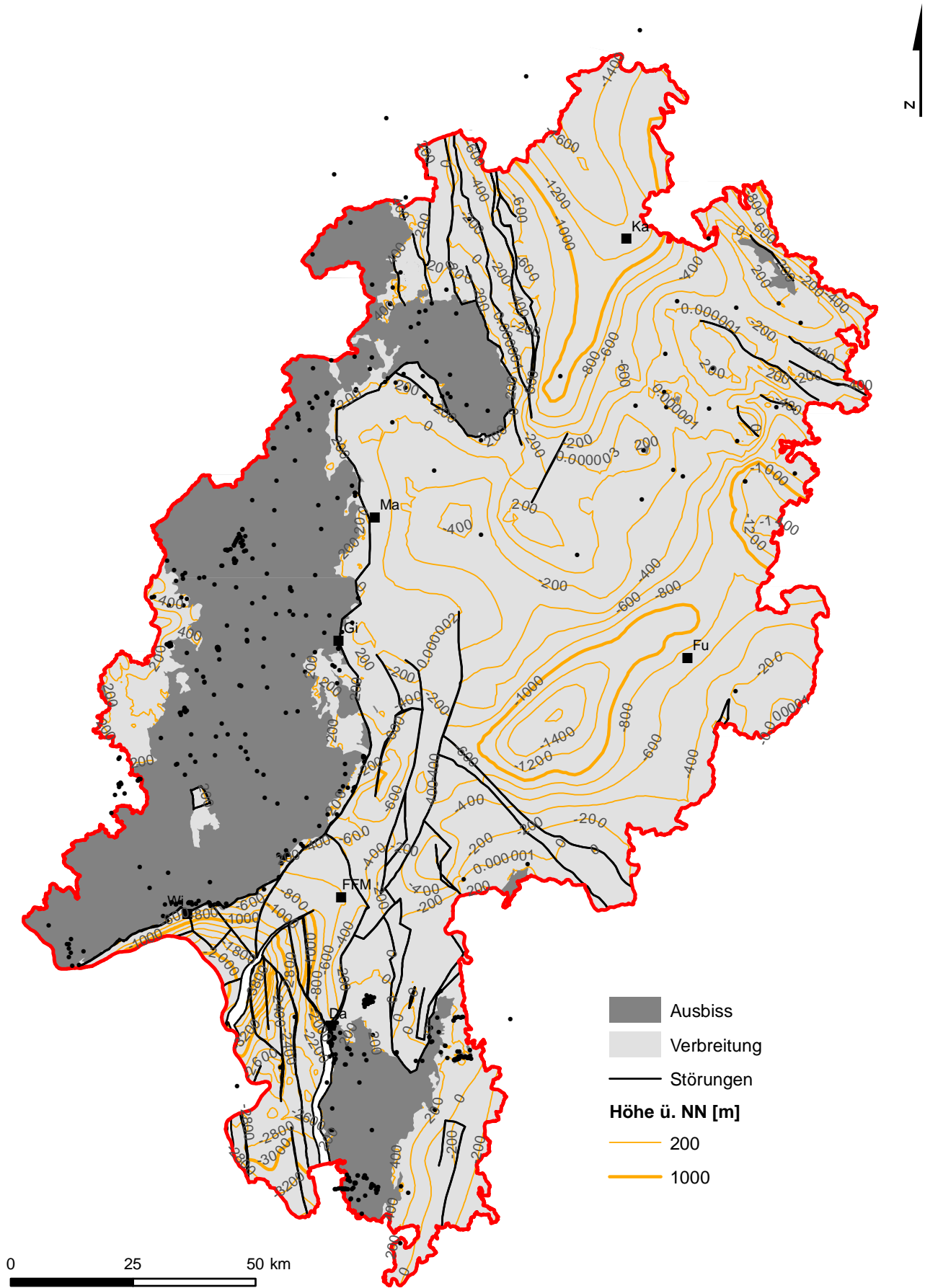
B.1. Tiefenlinienkarte Top Rotliegend



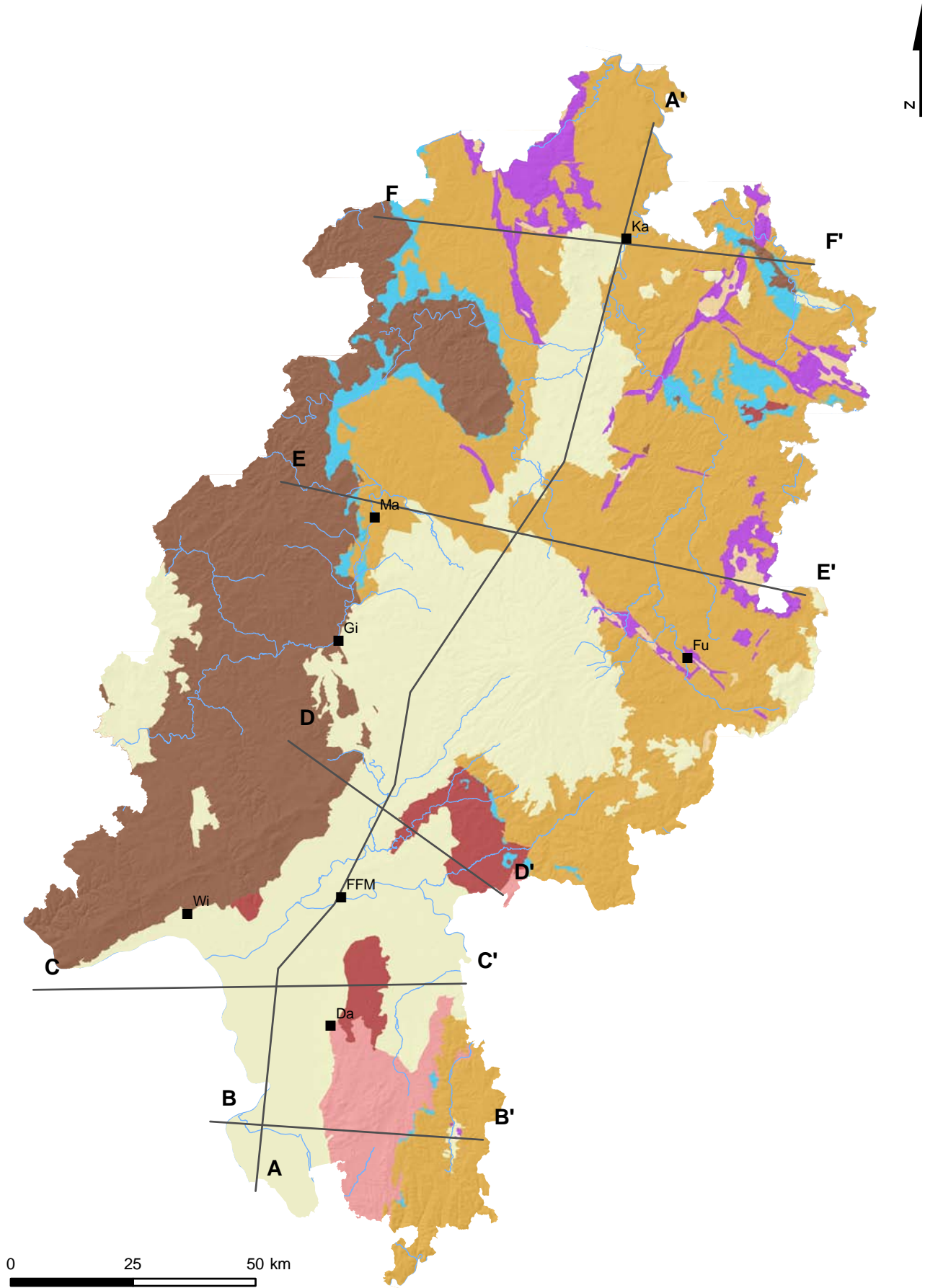
B.2. Isopachen Rotliegend



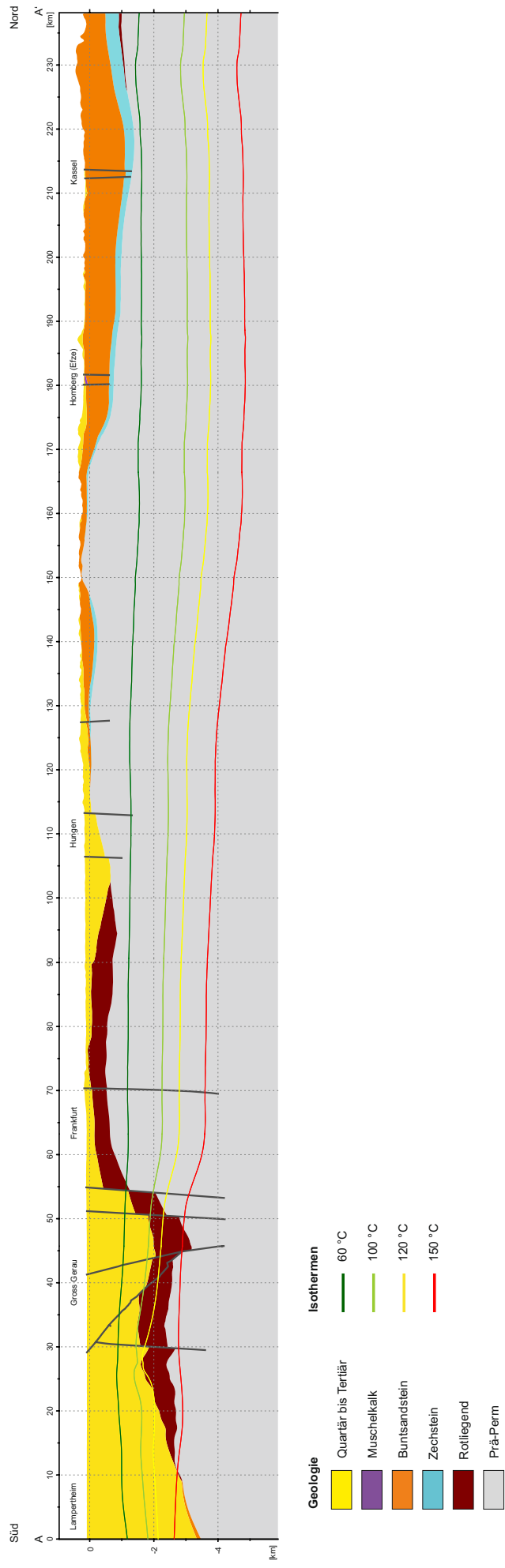
B.3. Tiefenlinienkarte Top Prä-Perm



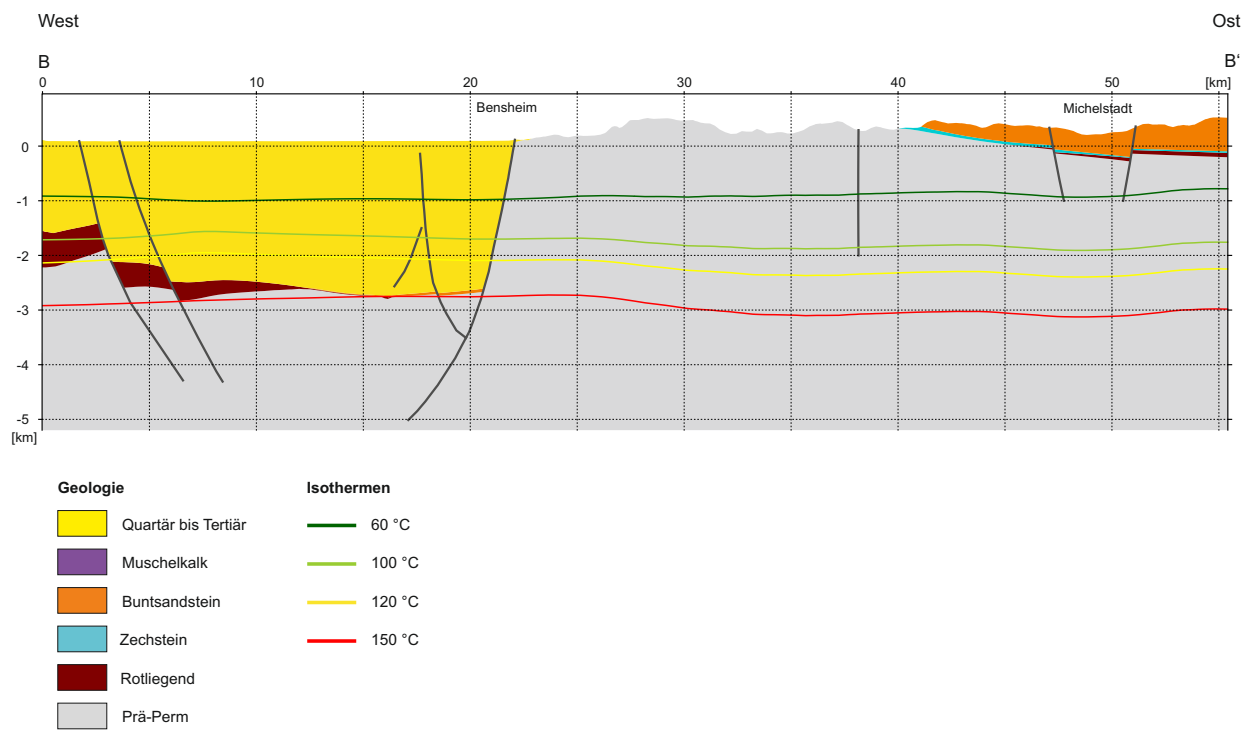
B.4. Lageplan geologischer Schnitte



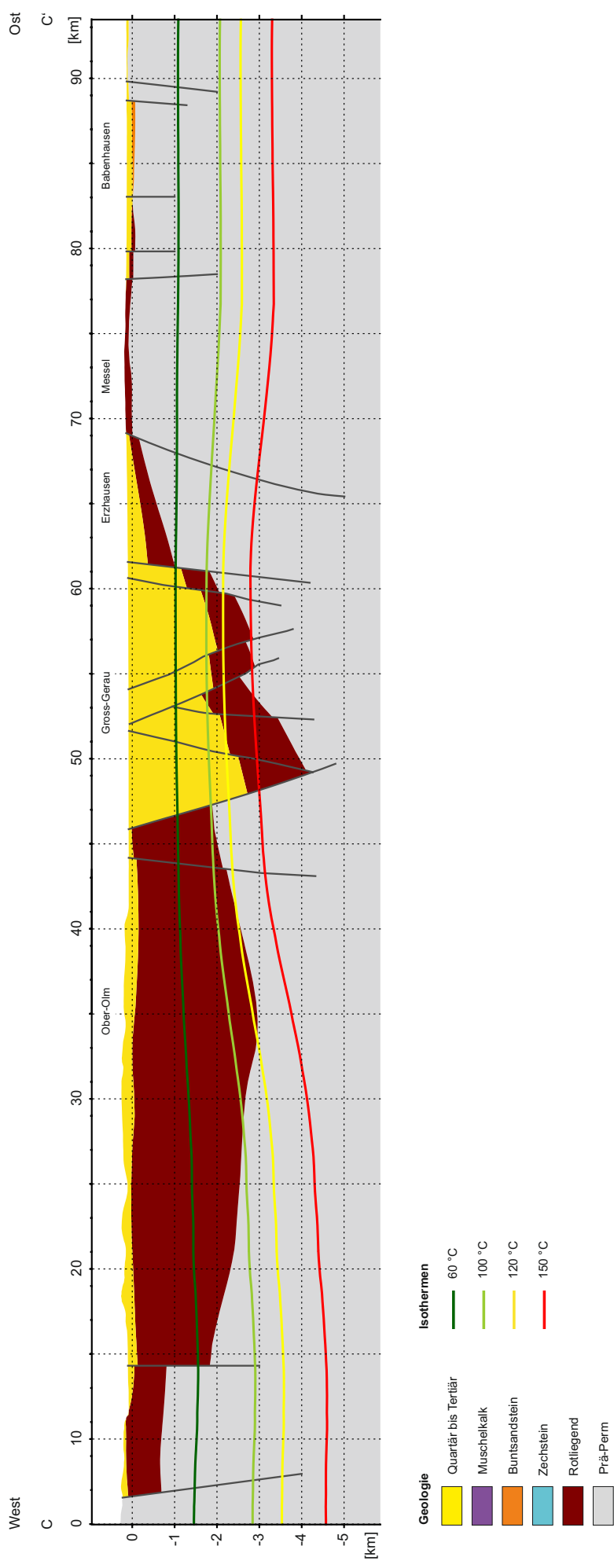
B.5. Geologischer Süd-Nord Schnitt durch Hessen (A A')



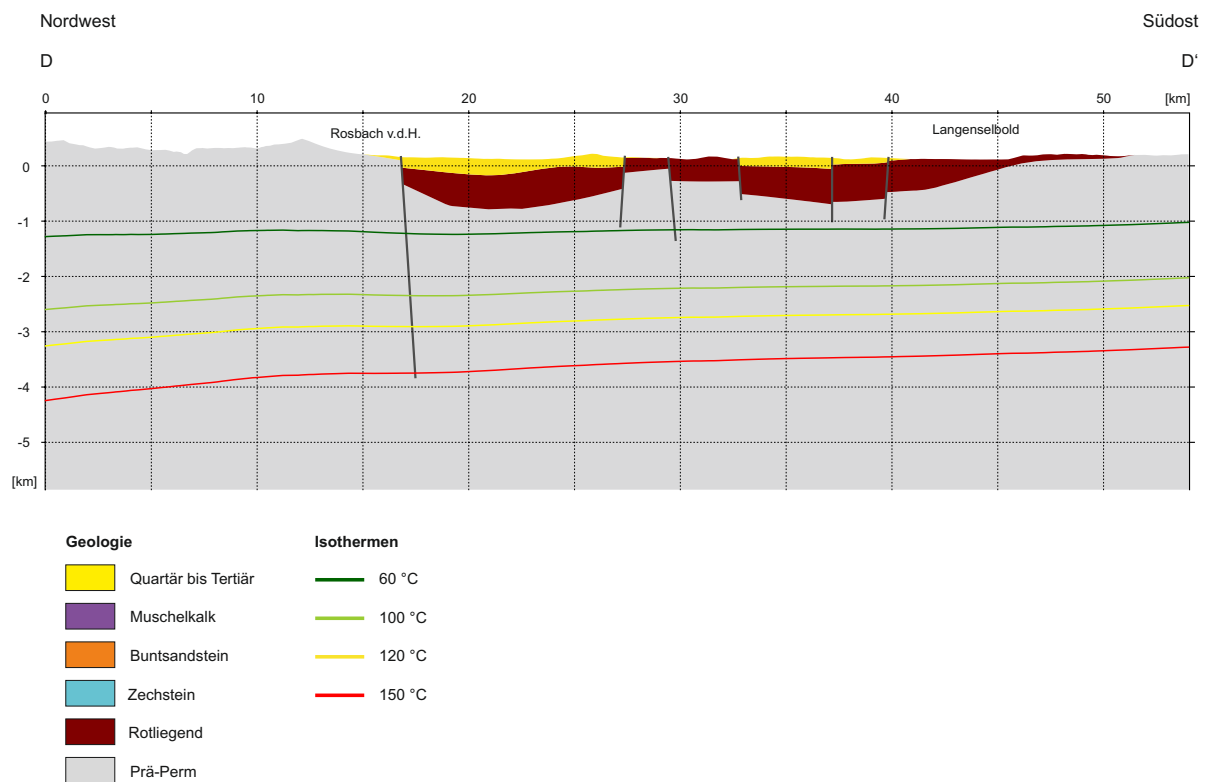
B.6. Geologischer West-Ost Schnitt durch den südhessischen Oberrheingraben und den Odenwald (B B')



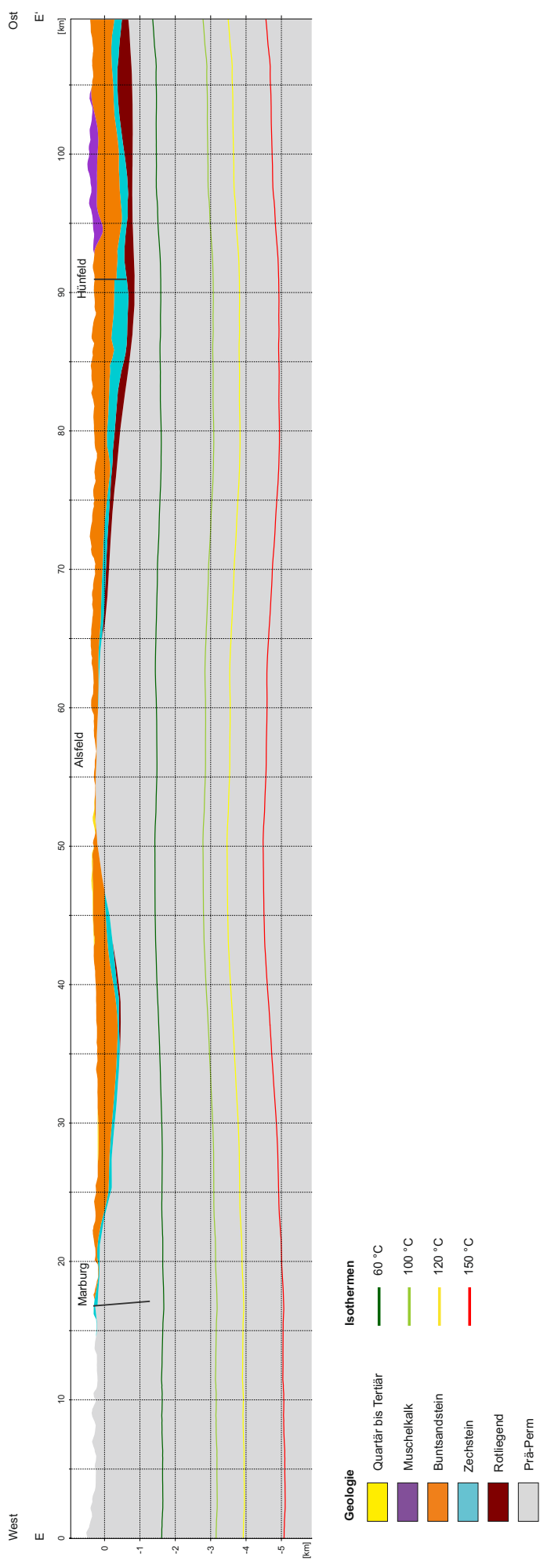
B.7. Geologischer West-Ost Schnitt vom Mainzer Becken bis in die Hanau-Seligenstädter-Senke (C C')



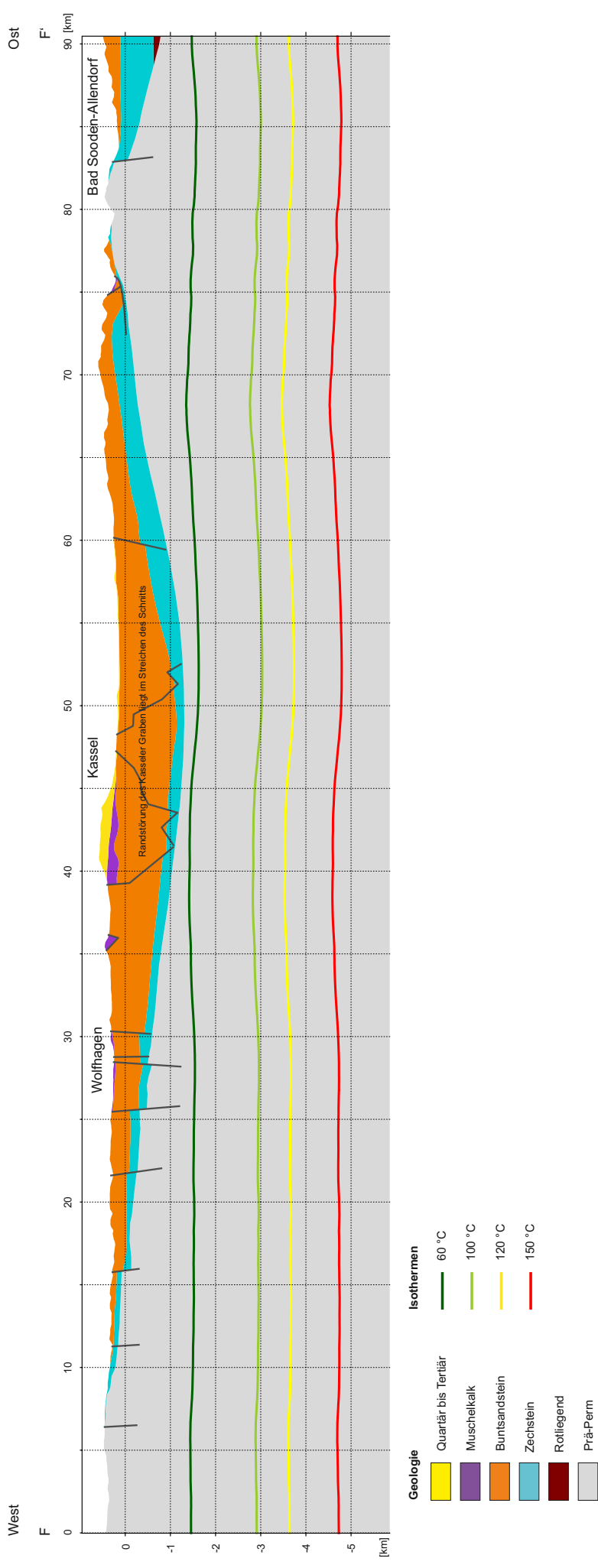
B.8. Geologischer Northwest-Südost Schnitt vom Rheinischen Schiefergebirge bis zum kristallinen Spessart (D D')



B.9. Geologischer West-Ost Schnitt von der südlichen Frankenberger Bucht bis in die Eiterfelder Mulde (E E')

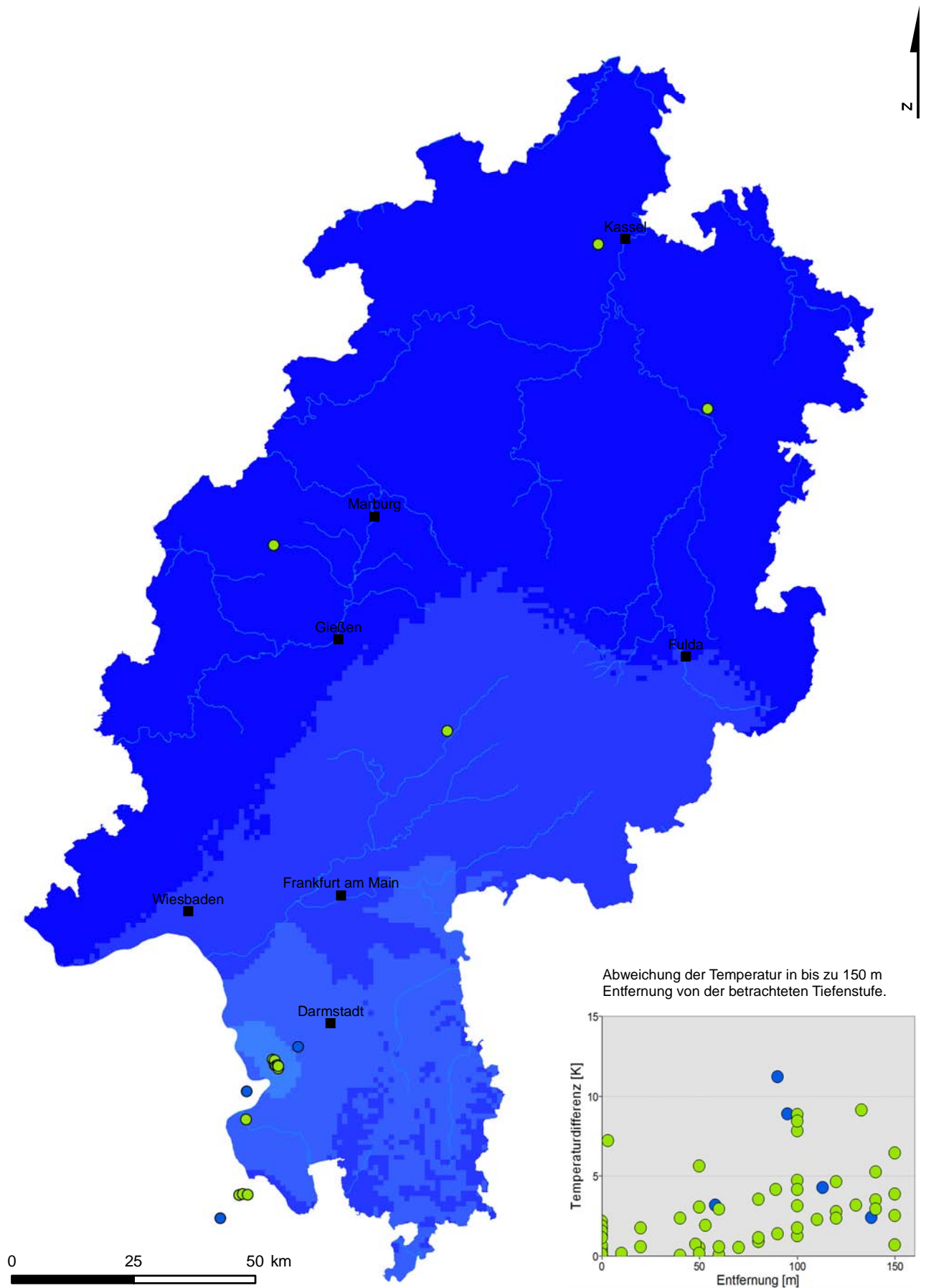


B.10. Geologischer West-Ost Schnitt von der Korbacher Bucht bis zum Werra Grauwackenaufbruch (F F')

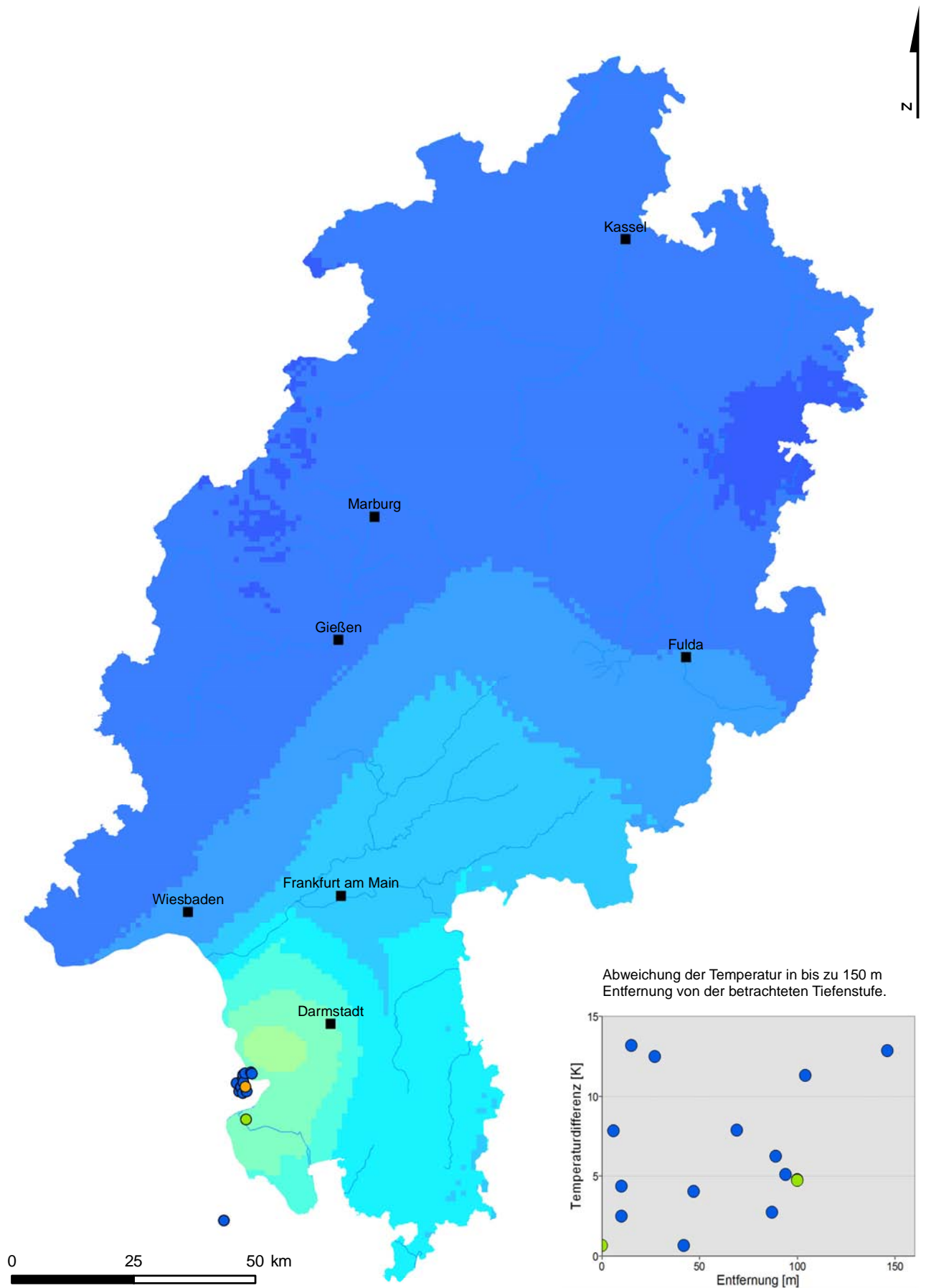


C. Auswertung des Temperaturmodells

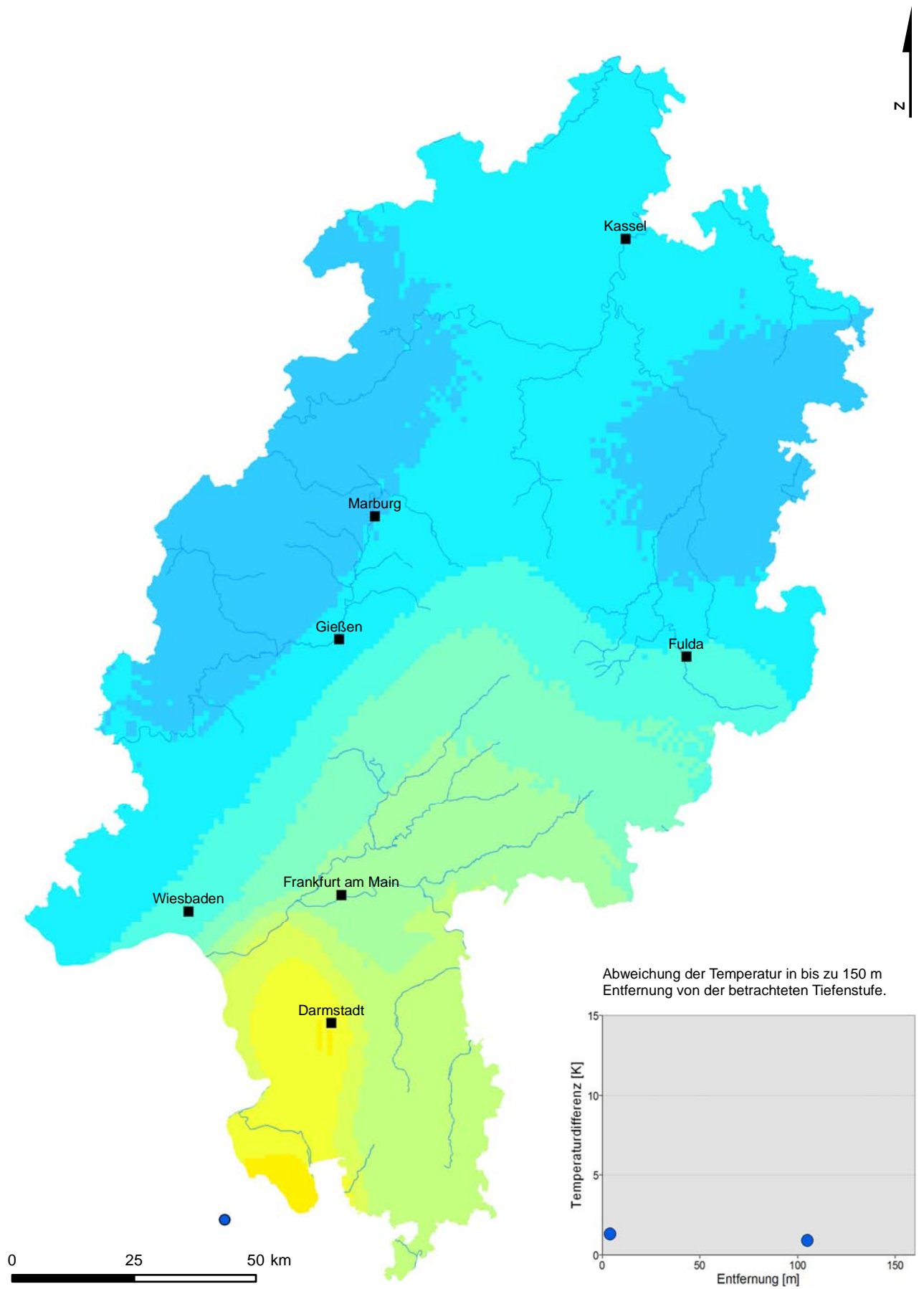
C.1. Temperatur in 1000 m Tiefe



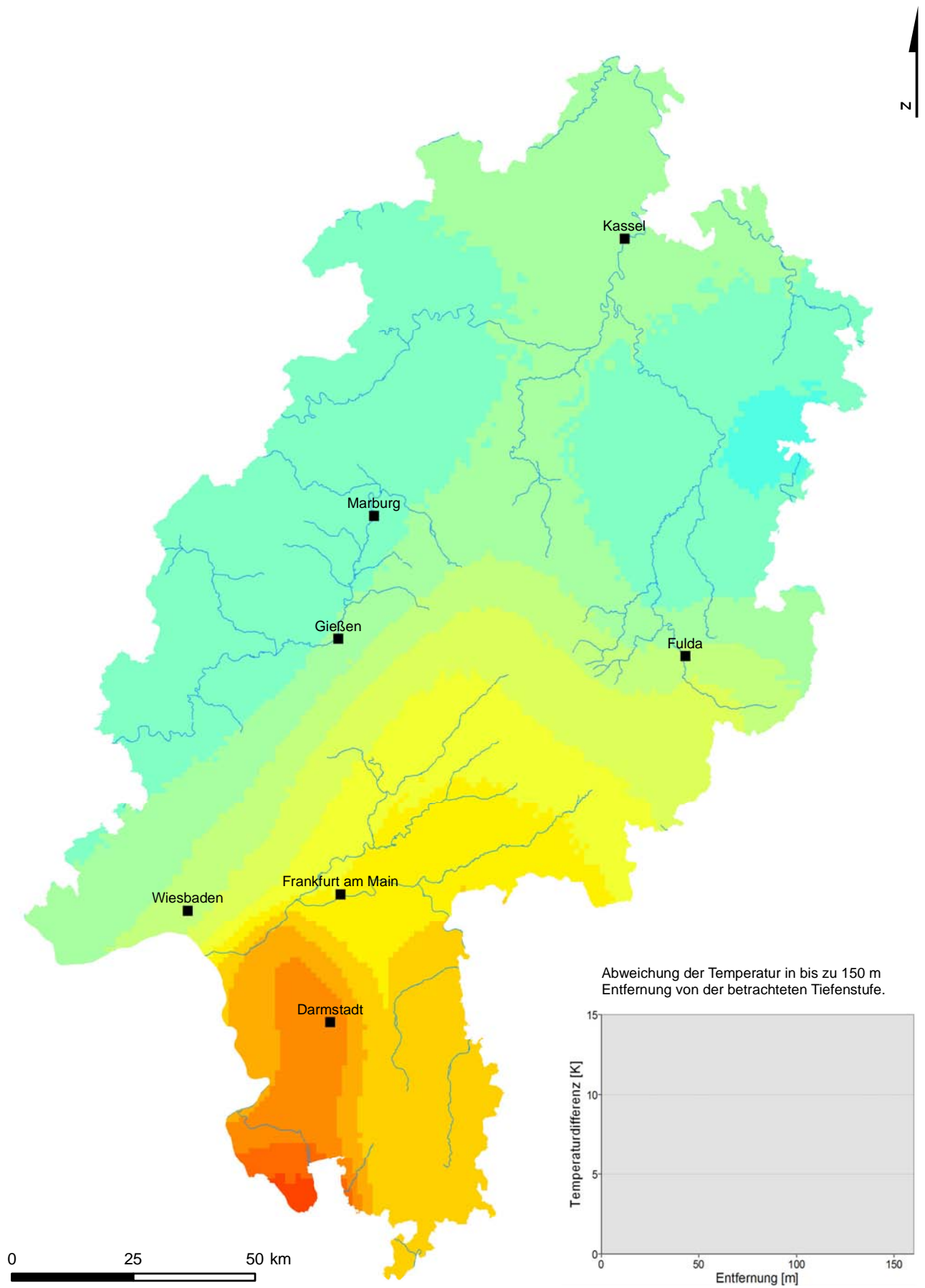
C.2. Temperatur in 2000 m Tiefe



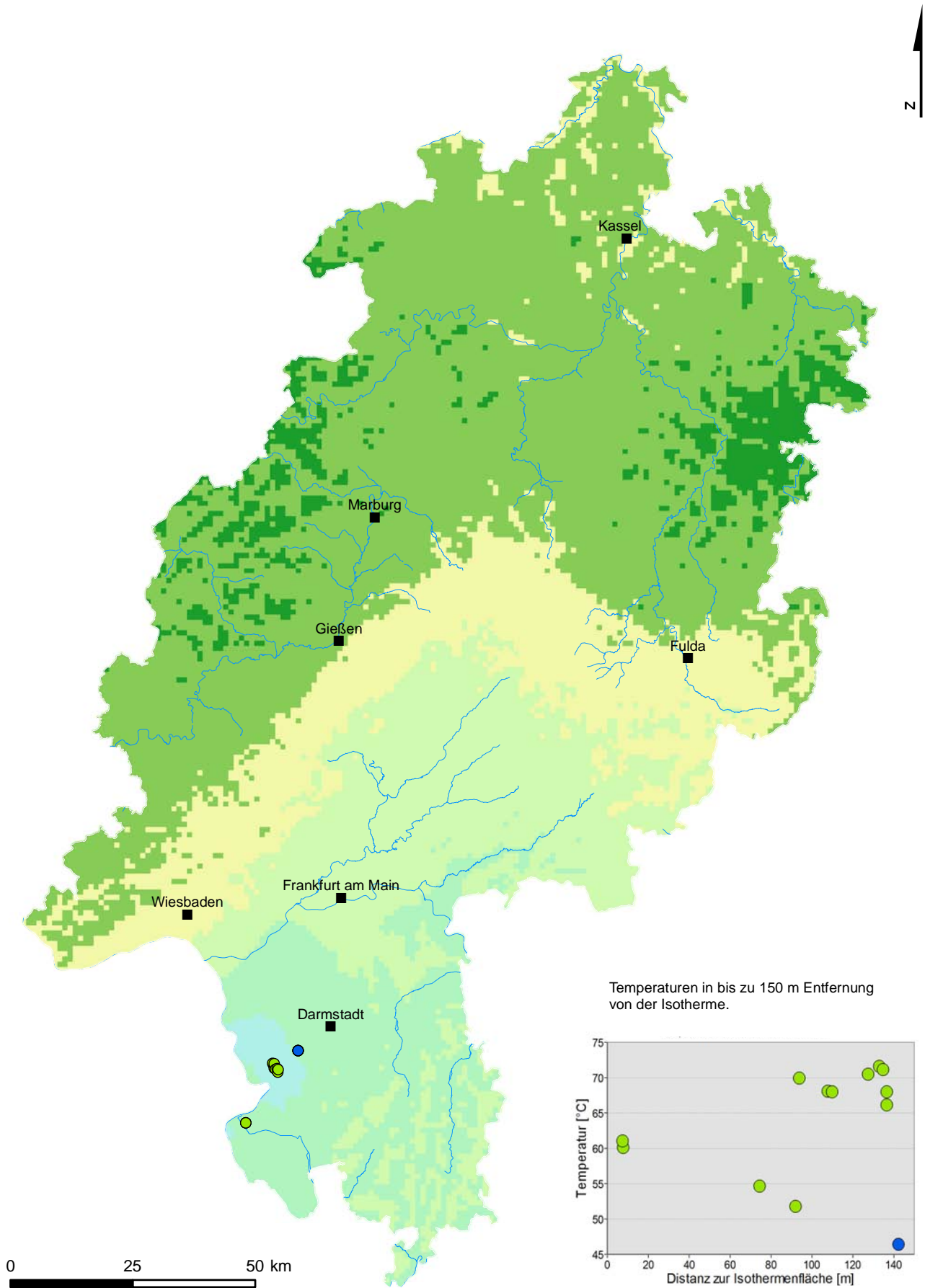
C.3. Temperatur in 3000 m Tiefe



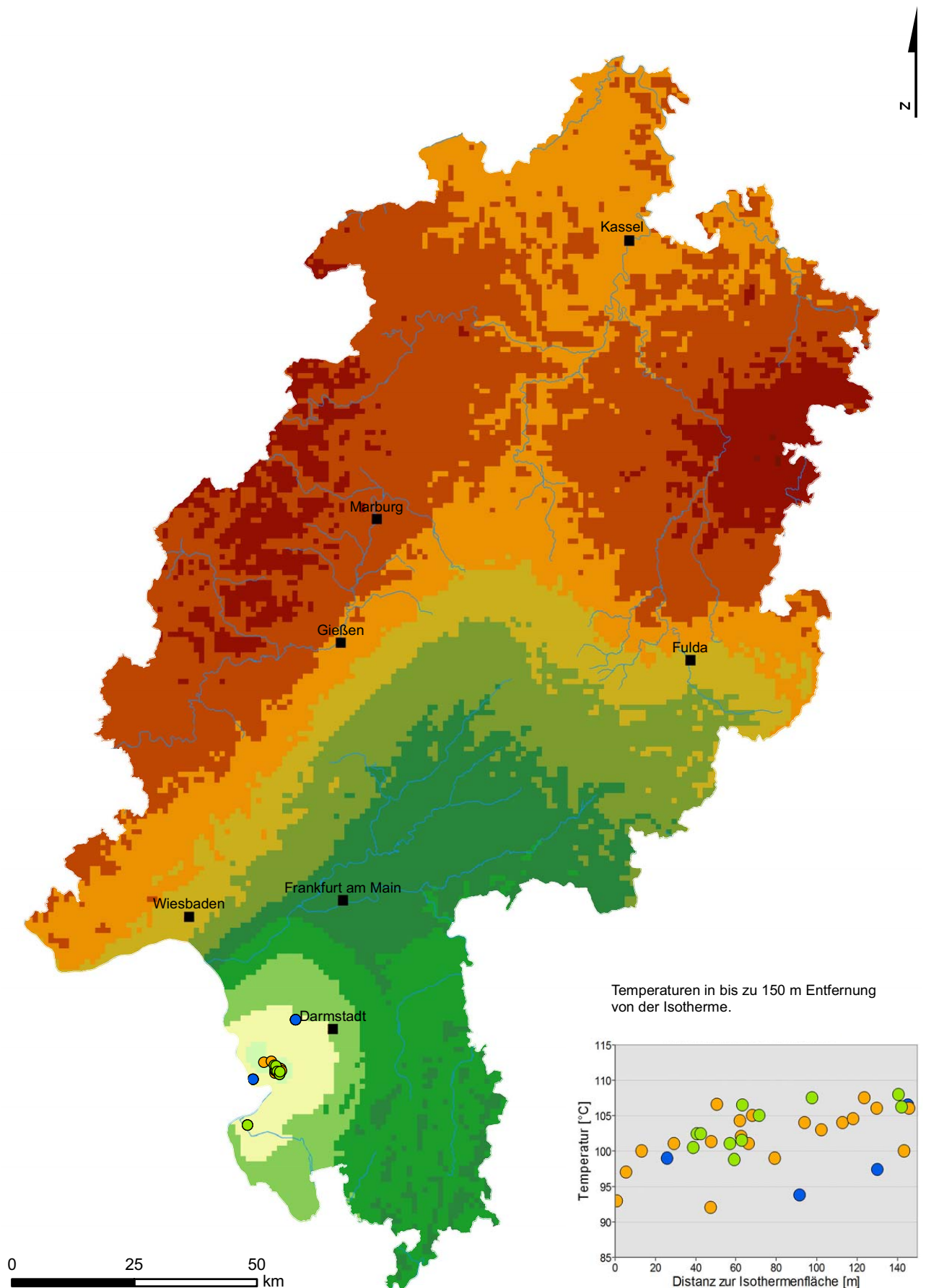
C.4. Temperatur in 4000 m Tiefe



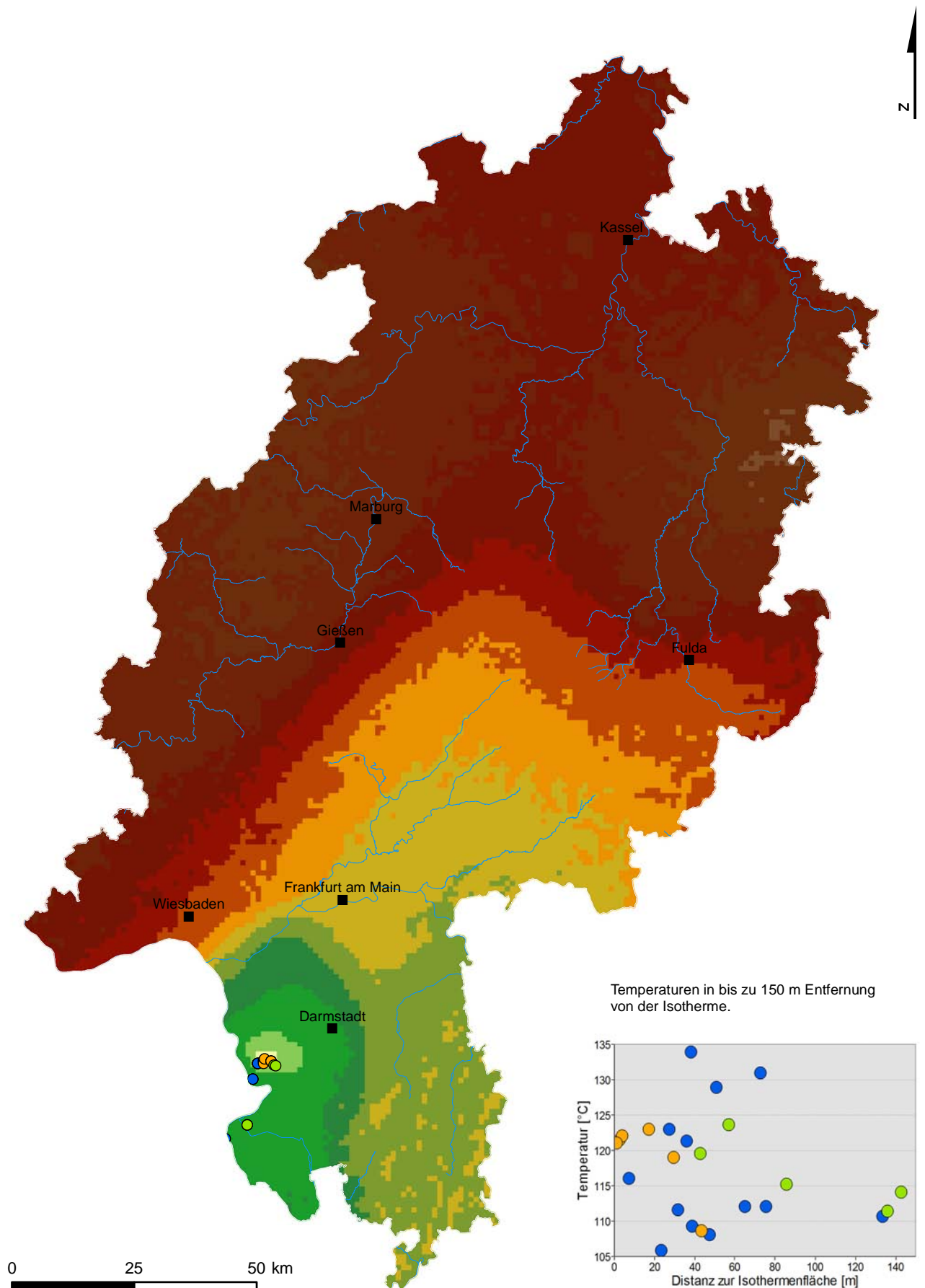
C.5. Tiefenlage der 60 °C Isotherme



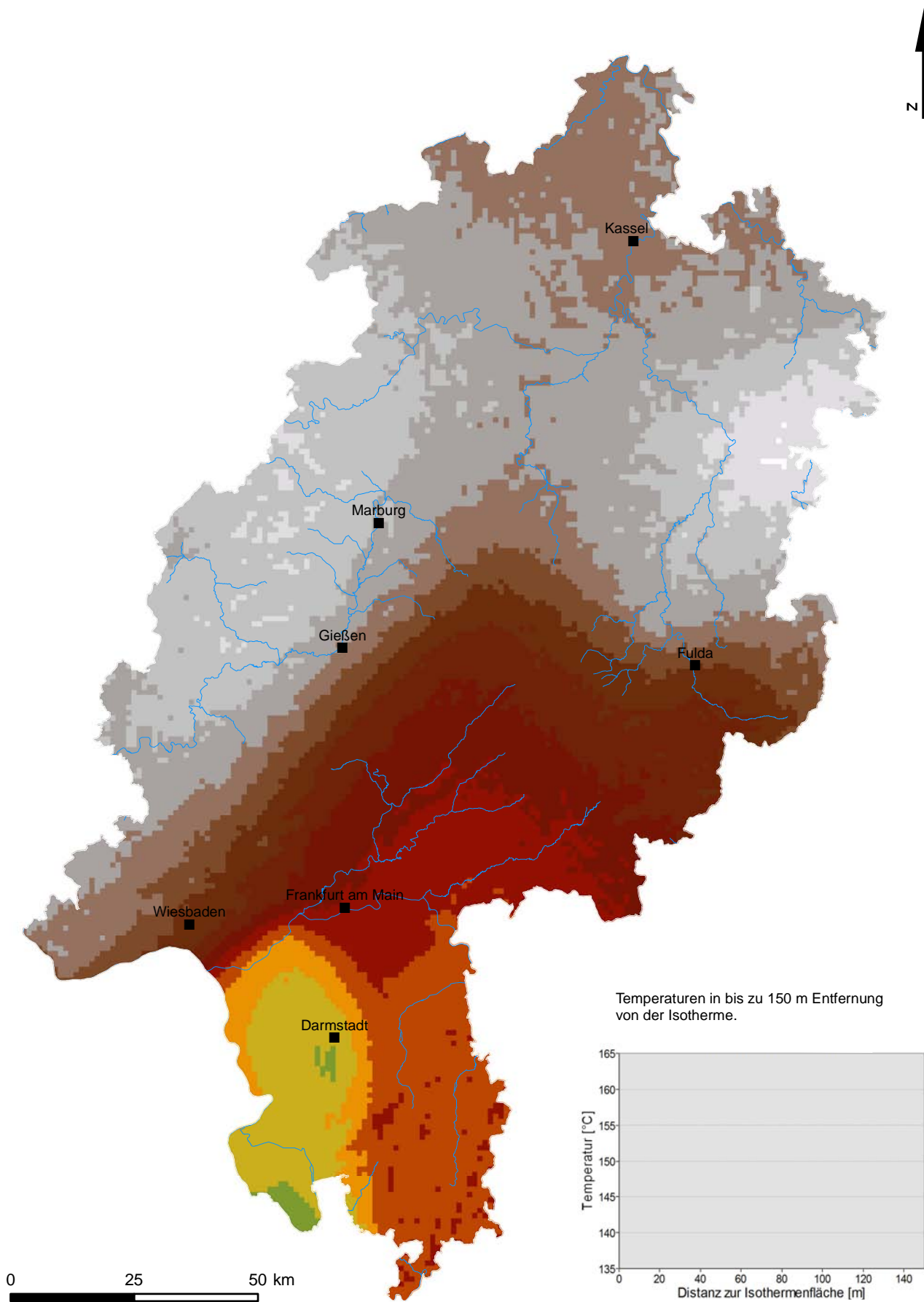
C.6. Tiefenlage der 100 °C Isotherme



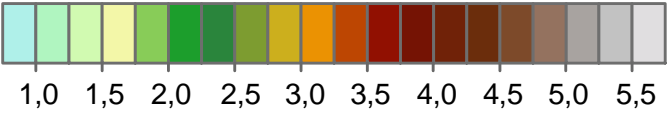
C.7. Tiefenlage der 120 °C Isotherme



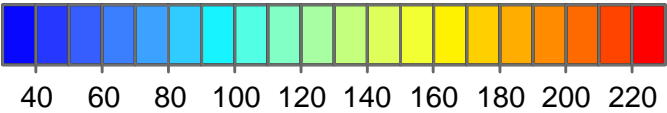
C.8. Tiefenlage der 150 °C Isotherme



Tiefe [km]



Temperatur [°C]



Temperaturmessungen

- BHT Messungen
- Messungen aus Fördertests
- Ungestörte Logs

Topographie

- Städte
- ~ Gewässer

D. Anleitung zur Benutzung des Programms zur Geopotenzialevaluation

Die in Abschnitt 3.3 beschriebene Methode wurde mit .NET C# Visual Studio Express 2008¹ implementiert. Das Programm führt mit einem einfachen Ablauf durch die einzelnen Schritte zur Potenzialermittlung, die im Folgenden näher erläutert werden.

D.1. Datensatz laden

Zunächst muss der Griddatensatz geladen werden. Das Programm erwartet hier ASCII-Daten, wie sie z.B. GOCAD, aber auch nahezu jedes andere Programm, exportieren kann. Die erste Zeile muss die Überschrift enthalten. Die Spalten sind durch ein Semikolon ; getrennt. Ist der komplette Datensatz gelesen, werden die zur Verfügung stehenden Parameter des Grids angezeigt (Abb. D.1). Hier können die Parameter, die bei der Potenzialevaluation berücksichtigt werden sollen, gewählt werden. Des Weiteren wird hier ein Name für das Potenzial vergeben. Durch einen Klick auf » **Next** wird im nächsten Schritt die Potenzialmatrix erstellt.

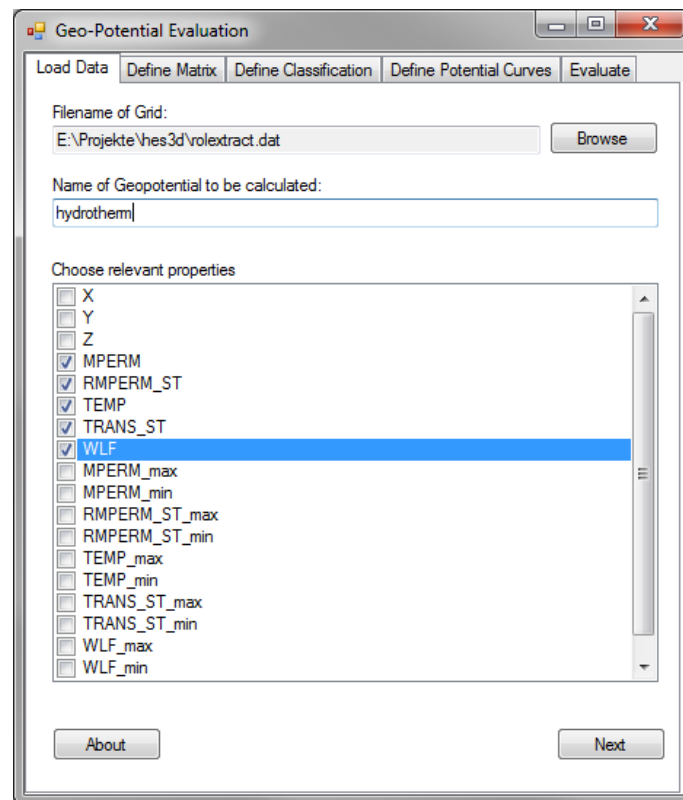


Abbildung D.1.: Startfenster des Programms zur Potenzialevaluation.

D.2. Bewertungsmatrix

Es öffnet sich ein neues Fenster, in dem alle Parametervergleiche durch einen Schieberegler nacheinander definiert werden können (Abb. D.2). Alternativ dazu kann durch einen sofort-

¹<http://www.microsoft.com/visualstudio/en-us/products/2008-editions/express> Abruf: 19.01.2012

tigen Klick auf » **Finish** eine Matrix erstellt werden, die jeden Parameter gleich wichtig einstuft. Die so erstellte Matrix kann sich nun im Reiter „Define Matrix“ des Hauptfensters angesehen und auch nachträglich editiert werden (Abb. D.3). Hier wird automatisch auch das Konsistenzverhältnis berechnet. Der für die Berechnung des Konsistenzverhältnisses notwendige Eigenwert der Matrix wird mit der ALGLIB Bibliothek² berechnet.

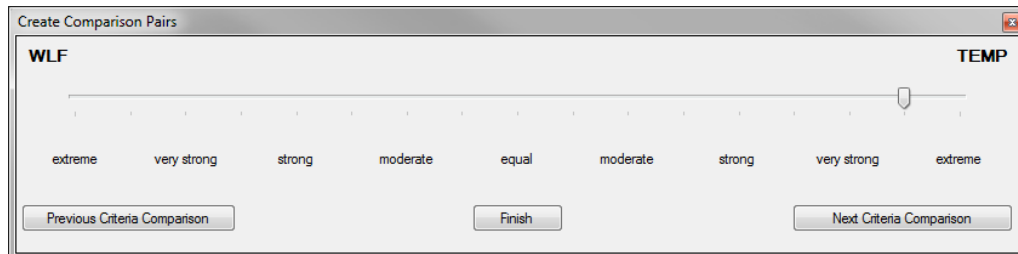


Abbildung D.2.: Mit Hilfe eines Schiebereglers können alle Paarvergleiche (hier Wärmeleitfähigkeiten gegen Temperatur) durchgeführt werden. Anhand dieser Bewertungen entsteht mittels des AHP die Bewertungsmatrix (Abb. D.3).

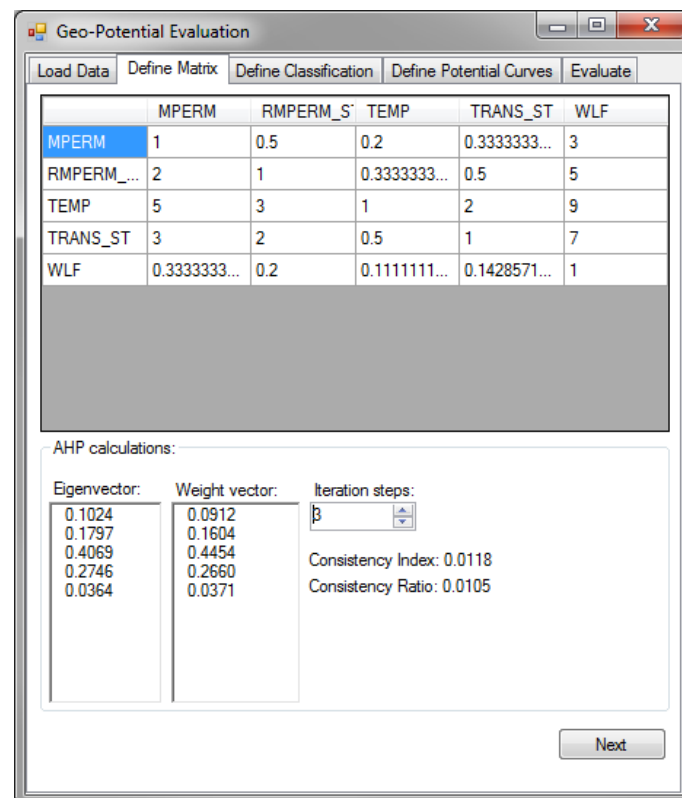


Abbildung D.3.: Die durch die Paarvergleiche entstandene Bewertungsmatrix kann hier editiert werden. Zur Überprüfung der Konsistenz der Bewertungen wird das Konsistenzverhältnis berechnet. Außerdem wird der resultierende Wichtungsvektor angezeigt.

²Open Source Bibliothek ALGLIB: <http://www.alglib.net> Abruf: 21.12.2010

D.3. Geopotenzialklassifikation

Hier bietet das Programm die Möglichkeit von der in Tab. 3.5 vorgestellten fünf-stufigen linearen Klassifikation abzuweichen. Hierbei kann die Anzahl der Klassen und die jeder Klasse zugeordneter Potenzialgradobergrenze frei definiert werden (Abb. D.4). Da GOCAD keine Text-Werte als *Property* erlaubt, sind in Abb. D.4 die Werte 1 für „sehr gering“ bis 5 „sehr hoch“ vergeben. Damit im Ergebnis bestimmte Klassen nicht überbewertet werden, sollte darauf geachtet werden, die Klassenbreite gleichmäßig zu verteilen. Bei unterschiedlich breiten Klassen werden im Ergebnis die relativ breiten Klassen überrepräsentiert sein.

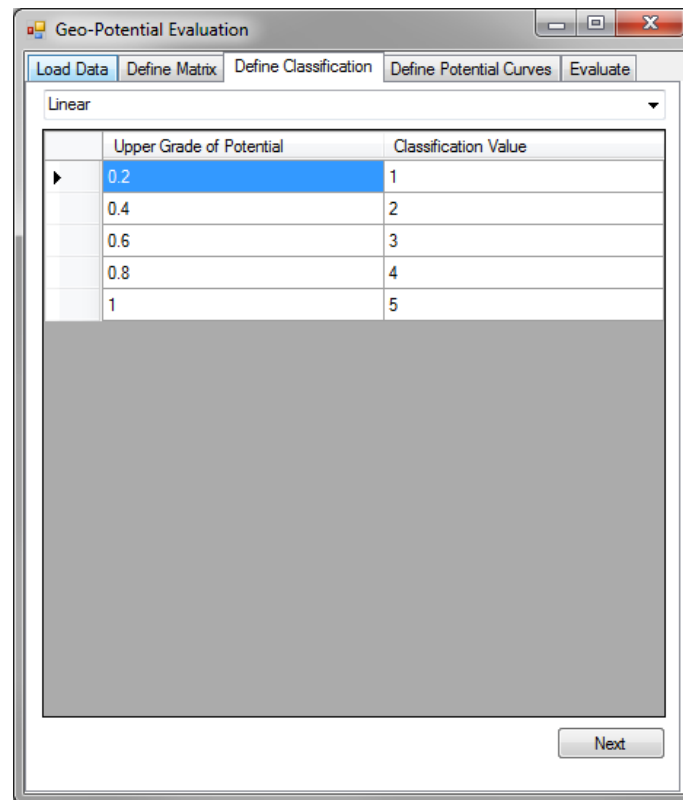


Abbildung D.4.: Klassifikation der Potenzialgrade.

D.4. Potenzialkurven

Für die Erstellung der Potenzialkurven sind zwei Wege vorgesehen (Abb. D.6). Sie können entweder interaktiv durch Doppelklicken mit der Maus in das Graphenfenster³ erstellt werden, oder aber in Form von vorbereiteten ASCII Datensätzen geladen werden. Diese Datensätze enthalten in Tabellenform in der ersten Spalte den Potenzialgrad von 0 bis 1. In den darauf Folgenden werden die zuzuordnenden Parameterwerte für die relevanten Eigenschaften. Die Spaltenüberschrift ist dabei in exakt der Schreibweise zu wählen, wie sie im Grid bezeichnet sind, damit die Werte korrekt zugeordnet werden können.

³Für die Programmierung der Graphen wurde die ZedGraph Bibliothek genutzt (<http://sourceforge.net/projects/zedgraph/>).

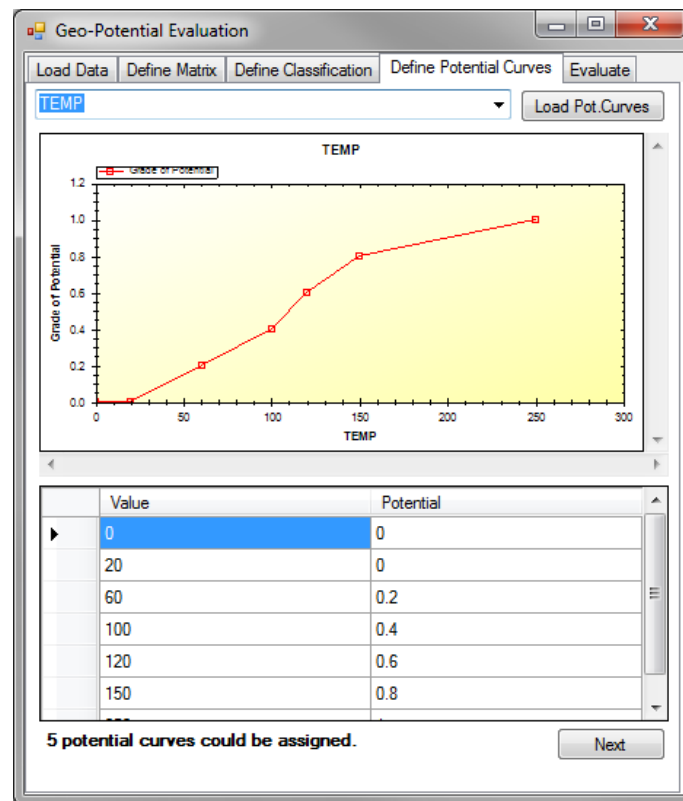


Abbildung D.5.: Erstellung der Potenzialkurven. Diese können entweder durch Doppelklicken im Graphenfenster erstellt, oder aus einer ASCII Datei geladen werden.

D.5. Abwertungskriterien

In einem letzten Schritt können aus den als relevant deklarierten Parametern durch Anklicken diejenigen definiert werden, welche als Abwertungskriterium fungieren sollen. Weiterhin können in diesem Fenster Einstellungen getroffen werden, welche Parameter die Ergebnisdatei beinhalten soll (Abb. D.6). Damit alle Eingangsparameter in das Ausgabe-Grid übernommen werden, ist die Checkbox „Keep existing parameters“ anzuklicken. Um die Potenzialgrade für die evaluierten Parameter im Grid zu integrieren, ist ein Haken bei „Create parameter potentials“ zu setzen. Wird im Folgenden mit der Software GOCAD gearbeitet, empfiehlt es sich ein GOCAD Script erstellen zu lassen, um das Ergebnis direkt in GOCAD laden zu können. Dafür ist es notwendig im Feld „XYZ mapping“ zu deklarieren, welcher Parameter X, Y bzw. Z ist.

Durch einen Klick auf „Calculate“ wird der Benutzer aufgefordert, anzugeben in welchem Dateipfad und -name das Ergebnis gespeichert werden soll und die Potenzialevaluation beginnt.

D.6. Monte-Carlo-Modul

Zur Berücksichtigung von Ungenauigkeiten oder Unsicherheiten in den Parametergrids wurde die Monte Carlo Methode implementiert (vgl. Abschnitt 3.3.3). Zur Berechnung

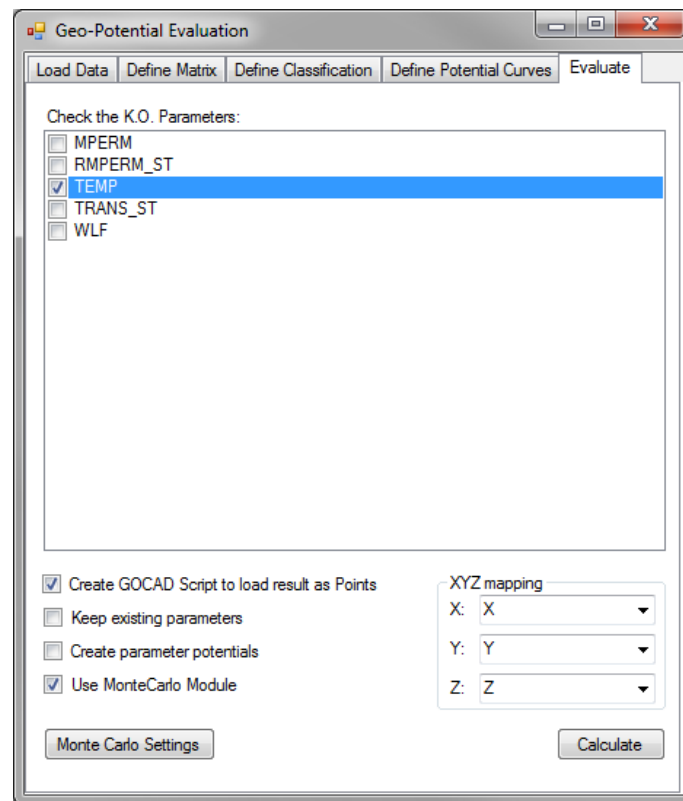


Abbildung D.6.: Definition der Abwertungsparameter, sowie der Einstellungen zur Erzeugung eines GOCAD Import-Skriptes (XYZ mapping). Außerdem kann das Monte Carlo Modul aktiviert werden.

der Zufallsvariable wurde die BoxMuller Methode unter Verwendung des .NET eigenen Zufallszahlen Generators (System.Random Klasse) genutzt.

Im Tab „General Options“ (Abb. D.7 a) kann die statistische Auswertung der Ergebnisdatei definiert werden. Hier sind die folgenden Möglichkeiten verfügbar:

Number of Realisations Anzahl der Realisationen.

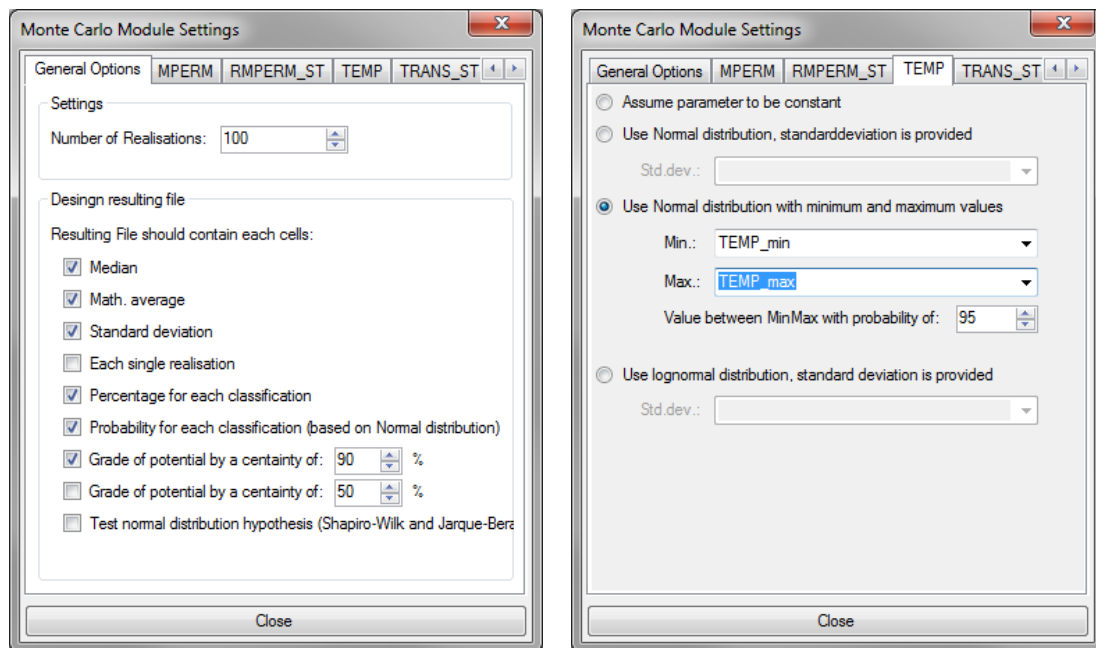
Median Jede Zelle des Ergebnisses enthält den Median der simulierten Geopotenzialwerte.

Math. average Jede Zelle des Ergebnisses enthält den arithmetischen Mittelwert der simulierten Geopotenzialwerte.

Standard deviation Jede Zelle des Ergebnisses enthält die Standardabweichung der simulierten Geopotenzialwerte. Zusammen mit dem Mittelwert kann das Geopotenzial so als Normalverteilung angegeben werden.

Each single realisation Das Ergebnis enthält jede Realisation des Geopotenzials (In Abhängigkeit der Zellanzahl und Iterationen kann dies zu sehr großen Dateien führen.)

Percentage for each classification Für jede Geopotenzialklasse und jede Zelle wird prozentual angegeben, wie oft das Ergebnis der jeweils betrachteten Geopotenzialklasse in den Realisationen aufgetreten ist.



(a) Generelle Einstellungen zur Beschaffenheit der Ergebnisdatei

(b) Definition der Parameterverteilung

Abbildung D.7.: Einstellungen des Monte Carlo Moduls.

Probability for each classification Auf der Annahme basierend, dass das Ergebnis normalverteilt ist, wird für jede Geopotenzialklasse die Wahrscheinlichkeit berechnet, dass die jeweilige Zelle dieser Klasse angehört.

Grade of potential by a certainty of: Auf der Annahme basierend, dass das Ergebnis normalverteilt ist, wird das minimale und maximale Geopotenzial für die angegebene Wahrscheinlichkeit berechnet (Beispiel: Zelle ist mit einer Wahrscheinlichkeit von x % mindestens 0.6 und maximal 0.78).

Test normal distribution hypothesis Die Ergebnisse der Shapiro-Wilk⁴ und Jarque-Bera Tests⁵ werden im Ergebnis dokumentiert, so dass sich die Normalverteilungsannahme überprüfen lässt.

Des Weiteren existiert für jeden als relevant deklarierten Parameter ein Reiter, in welchem dem Parameter eine Verteilung zugeordnet werden kann (Abb. D.7 b). Hier gibt es folgende Optionen:

Assume Parameter to be constant Dieser Parameter wird als konstant angenommen und nicht simuliert.

Use Normal distribution Die Werte für diesen Parameter werden anhand einer Normalverteilung mit dem Erwartungswert und der Standardabweichung mit der Box Muller Methode simuliert.

⁴Die Berechnung des Shapiro-Wilk Tests erfolgt mit den Numerical Libraries for .NET (<http://www.extremeoptimization.com>)

⁵Der Jarque-Bera Test wird mit der ALGLIB Bibliothek berechnet (<http://www.alglib.net>).

Use Normal distribution with minimum and maximum values Die Werte für diesen Parameter werden anhand normalverteilt aus dem Minimum und Maximum, sowie des angegebenen Konfidenzniveaus berechneten Erwartungswert und Standardabweichung mit der Box-Muller Methode simuliert.

Use Lognormal distribution Die Werte für diesen Parameter werden anhand einer Lognormalverteilung mit dem Erwartungswert und der Standardabweichung mit der Box-Muller Methode simuliert.

E. Anleitung für MyXSEC2GOCAD

Mit MyXSEC2GOCAD können geologische Schnitte einfach als 2D-Voxets in GOCAD geladen werden. Dafür müssen die Schnitte in einem Rasterformat (z.B. .jpg, .tif oder .png) vorliegen. Es ist nicht nötig die Schnitte genau zuzuschneiden, oder exakt horizontal auszurichten. Dies erledigt MyXSEC2GOCAD.

Grundsätzlich lässt sich das Georeferenzieren mit MyXSEC2GOCAD in drei Ebenen gliedern (Abb. E.1).

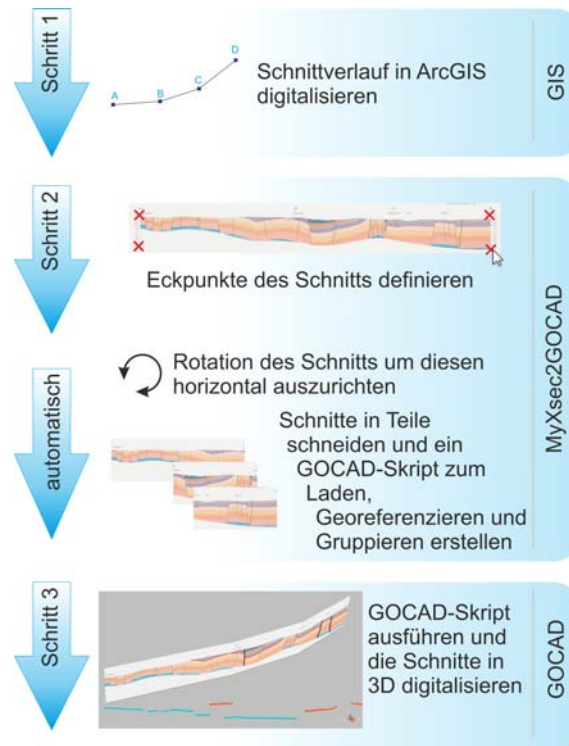


Abbildung E.1.: Schematischer Ablauf zur Georeferenzierung geologischer Schnitte mit MyXSEC2GOCAD.

E.1. Ebene 1 – GIS

MyXSEC2GOCAD benötigt den Verlauf der Schnitte in einem bestimmten Format. Es wird empfohlen den Schnittverlauf als Linienobjekt in einem GIS zu digitalisieren (z.B. ArcGIS). Hierbei ist darauf zu achten, dass diese in der richtigen Richtung digitalisiert werden (Abb. E.2). So ist z.B. ein West-Ost Schnitt von Westen nach Osten zu digitalisieren, damit der Schnitt im Ergebnis nicht falsch herum dargestellt wird. Die Richtung von Polylinien kann mit Hilfe der ETGeoTools⁶ leicht umgedreht werden. Zu jedem Linienobjekt muss in der Attributtabelle der Dateiname des Scans enthalten sein. Der Pfad wird nicht benötigt. MyXSEC2GOCAD kann die .dbf Dateien von ESRI-Shapes lesen. Jedoch ist es zunächst notwendig die Polylinien in Punkte zu überführen. Dafür wird der ET GeoWizard⁷ empfohlen, da der GeoWizard bei der Konvertierung zusätzliche Attribute (ET_Order, ET_X,

⁶ETGeoTools: <http://www.ian-ko.com/> Abruf: Januar 2012

⁷ET GeoWizard: <http://www.ian-ko.com/> Abruf: Januar 2012

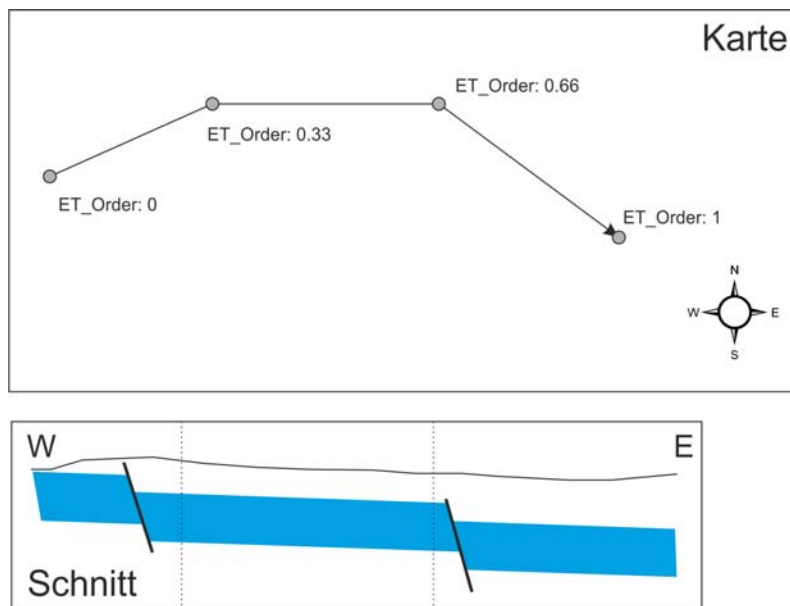


Abbildung E.2.: Vorgehensweise beim Digitalisieren der geologischen Schnitte. Der Schnittverlauf muss immer in der Richtung der Darstellung im Scan des Schnitts (von links nach rechts) digitalisiert werden. Hier müsste also von West nach Ost digitalisiert werden.

ET_Y) anlegt. Die Bedeutung des ET_Order Attributs zeigt Abb. E.2. Es ist ersichtlich, dass das ET_Order Attribut in den Punkten von West nach Ost kontinuierlich von 0 bis 1 zunimmt.

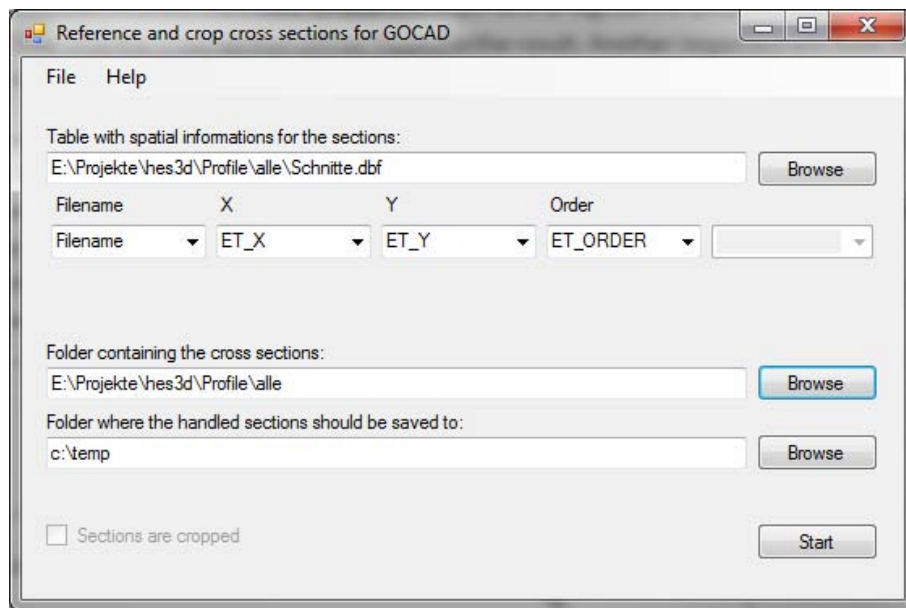
E.2. Ebene 2 – MyXSEC2GOCAD

Die .dbf Datei des in GIS aus einem Linienobjekt erstellten Punktdatensatzes kann nun mit MyXSEC2GOCAD durch einen Klick auf » **Browse** geladen werden. Im nächsten Schritt müssen die Attribute Filename, X, Y, Order den Spaltenbezeichnungen aus der .dbf Datei zugeordnet werden (Abb. E.3). Außerdem muss der Ordner angegeben werden, in dem sich die Scans der Schnitte befinden, sowie der Ordner, in dem die Ergebnis-Schnitte gespeichert werden sollen. Klicken Sie danach auf » **Start**.

Wenn sich die Dateien aus der Attributspalte „Filename“ in dem angegebenen Ordner befinden, werden diese in einem neuen Fenster angezeigt. Durch einen Klick auf » **Next** oder » **Previous** lassen sich nun alle im GIS digitalisierten Schnitte anzeigen. MyXSEC2GOCAD zeigt zudem die Anzahl der Verticies und Länge für jeden Schnitt an.

Für jeden Schnitt müssen nun vier Kontrollpunkte mit der Maus gesetzt werden, die den Z-Wert an dieser Stelle definieren. Um beispielsweise den oberen linken Punkt zu setzen, muss erst auf » **Upper Left** und dann im Schnitt an der oberen linken Ecke des Schnitts geklickt werden. Der zugehörige Z-Wert wird dann in das Textfeld eingegeben.

Nachdem alle vier Kontrollpunkte gesetzt sind, kann der Schnitt horizontal ausgerichtet werden. Ob dies notwendig ist, wird durch einen Klick auf » **Check** ermittelt. Sollte der Schnitt nicht horizontal ausgerichtet sein, kann dies nun mit » **Rotate** korrigiert werden. Zum Schluss muss noch ein Haken bei » **Include this cross section** gesetzt werden, damit dieser Schnitt bei der Georeferenzierung berücksichtigt wird.



Die Eingaben sollten nun über » **Settings** > **Save as** gespeichert werden. Danach wird die Georeferenzierung durch:

» **Start Referencing** > but you don't need to rotate...

gestartet.

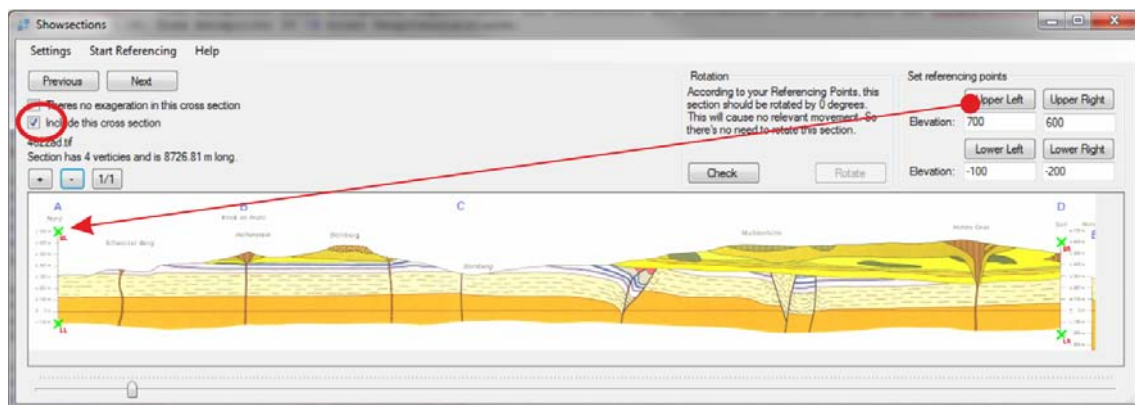


Abbildung E.4.: Fenster zur Definition von Kontrollpunkten in den geologischen Schnitten.

Die Software beschneidet nun alle ausgewählten Schnitte entsprechend der bekannten Vertices und erstellt ein Skript, um diese in GOCAD zu laden.

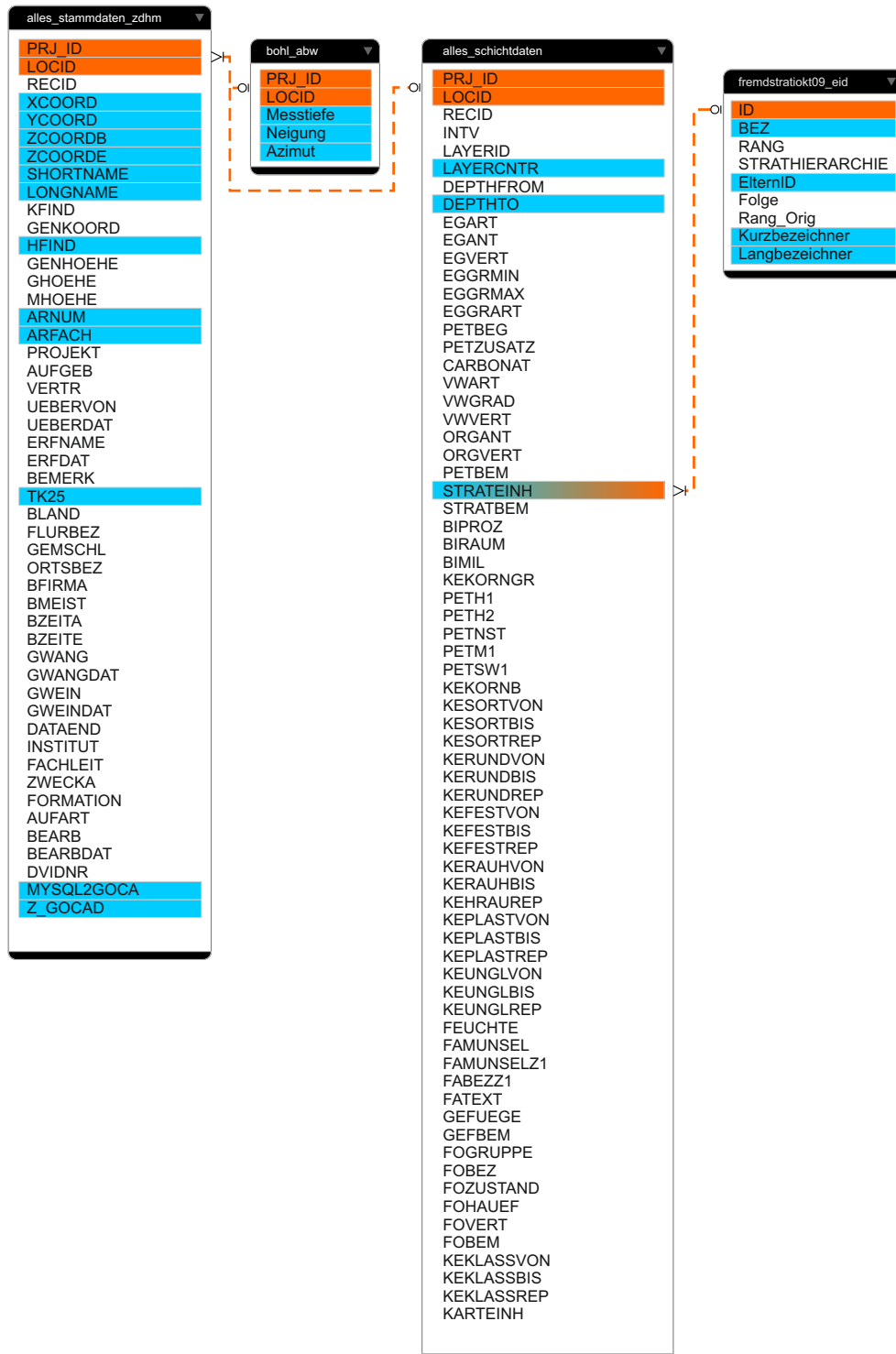
E.3. Ebene 3 – GOCAD

In GOCAD muss nun nur noch das Skript über » **File > Run Script** ausgeführt werden. Sollten die Schnitte um die horizontale Achse gedreht sein, muss in MyXSEC2GOCAD unter »**Settings > Global GOCAD Settings > „I use a Version older than GOCAD 2009“** selektiert oder deselektiert werden.

Nach einem erneuten Referenzieren sollten die Schnitte dann richtig herum erscheinen.

F. Projektbohrdatenbank

F.1. Struktur der Projektbohrdatenbank



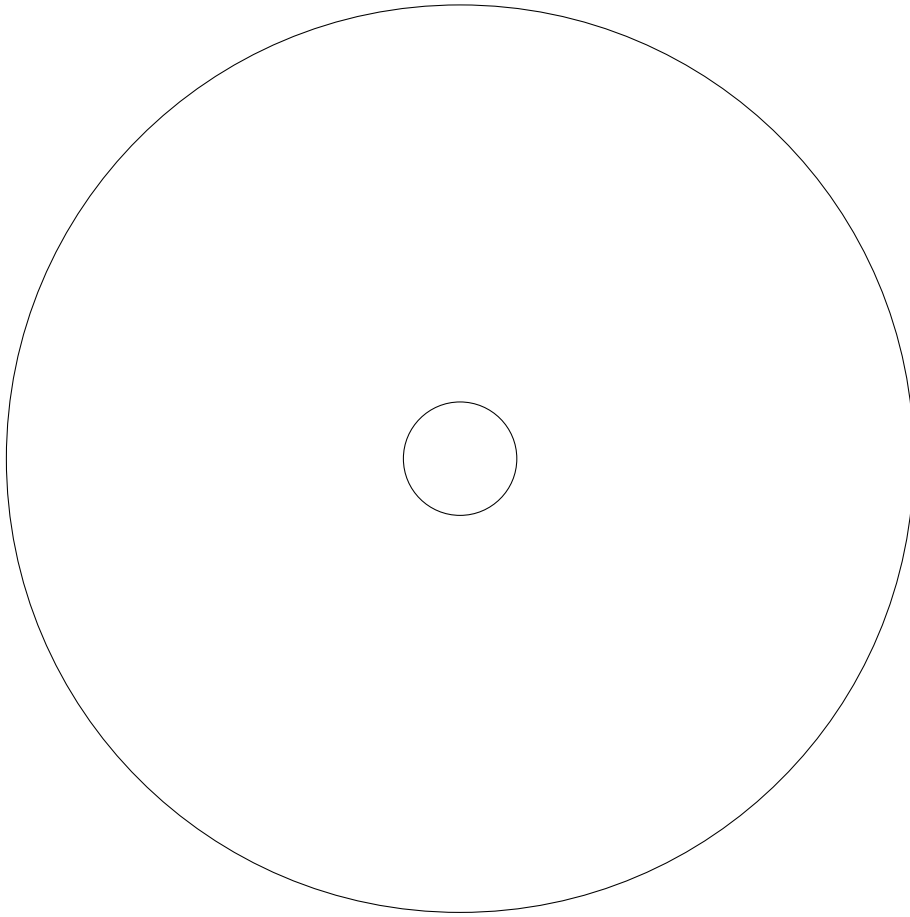
F.2. Beschreibung der genutzten Felder der Projektbohrdatenbank

Tabellenbezeichnung	Spalte	Bedeutung
Stammdaten	PRJ_ID	GeODin Projektidentifizier
	LOCID	GeODin Lokationsidentifizier
	XCOORD	Ansatzpunkt X-Koordinate (Rechtswert)
	YCOORD	Ansatzpunkt Y-Koordinate (Hochwert)
	ZCOORDB	Ansatzpunkt Z-Koordinate
	ZCOORDDE	Endteufe
	SHORTNAME	Bohrungskurzbezeichner
	LONGNAME	Bohrungslangbezeichner
	HFIND	Methode zur Höhenfindung des Ansatzpunkts
	ARNUM	HLUG Archivnummer
	ARFACH	HLUG Fachnummer
	TK25	TK25 Blattnummer
	MYSQL2GOCA	Datum der Einpflegung der Bohrung in die Projektdatenbank
Schichtdaten	Z_GOCAD	Anpassung der Ansatzpunkthöhe durch das Höhenmodell
	LAYERCNTR	GeODin Zwischenschicht
	DEPTHTO	Schichtunterkante
Stratigraphische Bezeichnung	STRATEINH	Stratigraphischer Identifizier
	ID	Stratigraphischer Identifizier
	BEZ	Stratigraphische Bezeichnung im Rahmen des Projekts
	ElternID	Identifizier der ranghöheren Stratigraphie
	Kurzbezeichner	Stratigraphisches Kürzel
Bohrlochabweichung	Langbezeichner	Stratigraphische Bezeichnung
	Messtiefe	Messtiefe
	Neigung	Neigungswinkel
	Azimut	Einfallrichtung

G. Tabelle der vorberechneten Werte für die Fehlerfunktion

$erf(z)$	z	$erf(z)$	z	$erf(z)$	z	$erf(z)$	z
0.005	0.00625	0.255	0.32525	0.505	0.68235	0.755	1.16255
0.010	0.01255	0.260	0.33185	0.510	0.69035	0.760	1.17495
0.015	0.01885	0.265	0.33845	0.515	0.69825	0.765	1.18755
0.020	0.02505	0.270	0.34515	0.520	0.70635	0.770	1.20035
0.025	0.03135	0.275	0.35175	0.525	0.71435	0.775	1.21335
0.030	0.03765	0.280	0.35845	0.530	0.72245	0.780	1.22655
0.035	0.04385	0.285	0.36515	0.535	0.73065	0.785	1.23995
0.040	0.05015	0.290	0.37185	0.540	0.73885	0.790	1.25355
0.045	0.05645	0.295	0.37855	0.545	0.74715	0.795	1.26745
0.050	0.06275	0.300	0.38535	0.550	0.75545	0.800	1.28155
0.055	0.06895	0.305	0.39205	0.555	0.76375	0.805	1.29595
0.060	0.07525	0.310	0.39885	0.560	0.77215	0.810	1.31055
0.065	0.08155	0.315	0.40565	0.565	0.78065	0.815	1.32555
0.070	0.08785	0.320	0.41245	0.570	0.78915	0.820	1.34075
0.075	0.09415	0.325	0.41925	0.575	0.79775	0.825	1.35635
0.080	0.10045	0.330	0.42615	0.580	0.80645	0.830	1.37225
0.085	0.10675	0.335	0.43305	0.585	0.81515	0.835	1.38845
0.090	0.11305	0.340	0.43995	0.590	0.82385	0.840	1.40505
0.095	0.11935	0.345	0.44685	0.595	0.83275	0.845	1.42205
0.100	0.12565	0.350	0.45375	0.600	0.84165	0.850	1.43955
0.105	0.13195	0.355	0.46075	0.605	0.85055	0.855	1.45745
0.110	0.13835	0.360	0.46765	0.610	0.85965	0.860	1.47575
0.115	0.14465	0.365	0.47475	0.615	0.86875	0.865	1.49465
0.120	0.15095	0.370	0.48175	0.620	0.87785	0.870	1.51415
0.125	0.15735	0.375	0.48875	0.625	0.88715	0.875	1.53415
0.130	0.16365	0.380	0.49585	0.630	0.89645	0.880	1.55475
0.135	0.17005	0.385	0.50295	0.635	0.90585	0.885	1.57615
0.140	0.17635	0.390	0.51005	0.640	0.91535	0.890	1.59815
0.145	0.18275	0.395	0.51725	0.645	0.92495	0.895	1.62105
0.150	0.18915	0.400	0.52445	0.650	0.93455	0.900	1.64485
0.155	0.19555	0.405	0.53165	0.655	0.94435	0.905	1.66955
0.160	0.20185	0.410	0.53885	0.660	0.95415	0.910	1.69535
0.165	0.20825	0.415	0.54605	0.665	0.96405	0.915	1.72235
0.170	0.21475	0.420	0.55335	0.670	0.97415	0.920	1.75065
0.175	0.22115	0.425	0.56075	0.675	0.98425	0.925	1.78045
0.180	0.22755	0.430	0.56805	0.680	0.99445	0.930	1.81195
0.185	0.23395	0.435	0.57545	0.685	1.00475	0.935	1.84525
0.190	0.24045	0.440	0.58285	0.690	1.01525	0.940	1.88075
0.195	0.24685	0.445	0.59025	0.695	1.02575	0.945	1.91885
0.200	0.25335	0.450	0.59775	0.700	1.03645	0.950	1.95995
0.205	0.25985	0.455	0.60525	0.705	1.04725	0.955	2.00465
0.210	0.26635	0.460	0.61285	0.710	1.05815	0.960	2.05375
0.215	0.27285	0.465	0.62035	0.715	1.06915	0.965	2.10835
0.220	0.27935	0.470	0.62805	0.720	1.08035	0.970	2.17005
0.225	0.28585	0.475	0.63565	0.725	1.09165	0.975	2.24145
0.230	0.29235	0.480	0.64335	0.730	1.10305	0.980	2.32635
0.235	0.29895	0.485	0.65105	0.735	1.11465	0.985	2.43235
0.240	0.30545	0.490	0.65885	0.740	1.12635	0.990	2.57585
0.245	0.31205	0.495	0.66665	0.745	1.13825	0.995	2.80705
0.250	0.31865	0.500	0.67445	0.750	1.15035		

H. Datenträger



Inhalt

- PDF dieser Arbeit
- Geologisches Modell
- Temperaturmodell
- Geopotenzialmethode
- Ergebnis der Geopotenzialevaluation

Erklärung

Hiermit versichere ich an Eides statt, dass ich die vorliegende Arbeit selbstständig und ohne Benutzung anderer als der angegebenen Hilfsmittel angefertigt habe.

Stellen, die wörtlich oder sinngemäß aus anderen Schriften entnommen sind, sind als solche kenntlich gemacht. Die Arbeit ist in gleicher oder ähnlicher Form noch nicht als Prüfungsarbeit eingereicht worden.

Darmstadt, den _____

Curriculum Vitae

Name:	Dirk Arndt
E-Mail:	dirk-arndt@gmx.net
Geburtsdatum:	19.02.1980
Geburtsort:	Hofheim am Taunus

BERUFSERFAHRUNG

seit Okt. 2008	Wissenschaftlicher Mitarbeiter am Institut für Angewandte Geowissenschaften der TU Darmstadt im Fachgebiet Geo-Ressourcen und Geo-Risiken
Apr. – Sept. 2008	Wissenschaftlicher Mitarbeiter am Institut für Angewandte Geowissenschaften der TU Darmstadt im Fachgebiet Ingenieurgeologie
Nov. 2006 – Jan. 2007	Praktikum im BGU in Bielefeld Büro für Geohydrologie und Umweltinformationssysteme Dr. Brehm & Grünz GbR

ZIVILDIENTST

2000 – 2001	Zivildienst in der Physiotherapie der Fachklinik Hofheim GmbH
-------------	---

SCHULE & STUDIUM

März 2008	Abschluss als Dipl.-Ing. Geowiss.
2001 – 2008	Studium der Angewandten Geowissenschaften an der TU-Darmstadt
2000	Schulabschluss „Allgemeine Hochschulreife“ an der Brühlwiesenschule in Hofheim